

Univerzita Karlova v Praze  
Přírodovědecká fakulta  
Katedra fyzické geografie a geoekologie



## **APLIKACE DEGREE-DAY MODELU AKUMULACE A TÁNÍ SNĚHU V POVODÍ PTAČÍHO POTOKA**

*APPLICATION OF THE DEGREE-DAY ACCUMULATION AND SNOWMELT  
MODEL IN THE PTAČÍ BROOK BASIN*

*(diplomová práce)*

Bc. Hana Beitlerová

Vedoucí práce: RNDr. Michal Jeníček, Ph.D.

PRAHA 2012

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

Praha 21.8.2012

podpis

.....

Na tomto místě bych ráda poděkovala svému školiteli RNDr. Michalu Jeníčkovi PhD. za odborné rady, za hodiny stráveného času během četných konzultací a za neustálou motivaci k práci. Dále bych chtěla poděkovat rodině za finanční a psychickou podporu po celou dobu studia a kamarádům za společně strávená studentská léta. Velký dík patří všem, kteří se podíleli na terénních výjezdech a sněhoměrných kampaních. Kromě členů sněhařského týmu KFGG PŘF UK k nim patří Alena Beitlerová, Zuzana Samková a Martin Šimek.

# **ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE**

## **Název práce**

Aplikace degree-day modelu akumulace a tání sněhu v povodí Ptačího potoka.

## **Cíle práce**

Diplomová práce si stanovuje následující cíle:

- 1) Zhodnocení faktorů ovlivňujících srážko-odtokový proces v povodí Ptačího potoka s důrazem na zimní období
- 2) Odvození parametrů modelu HEC-HMS pro povodí Ptačího potoka na podkladě terénních měření a proběhlých povodňových událostí
- 3) Modelování odtoku vody ze sněhové pokrývky s důrazem na zimní povodňové události

## **Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje**

Zájmovým územím řešeným v rámci diplomové práce je experimentální povodí Ptačího potoka (pramenná oblast Vydry). Prvním krokem bude rešerše tuzemské i zahraniční odborné literatury týkající se dané problematiky. Následně proběhnou podrobná terénní měření výšky sněhové pokrývky, vodní hodnoty sněhu a dalších nezbytných charakteristik povodí. Změřená data budou zpracována pomocí standardních statistických a geoinformačních metod a následně použita jako vstupní parametry pro kalibraci srážko-odtokového modelu HEC-HMS. Jako hlavní modelovací technika pro výpočet akumulace a tání sněhu bude použita metoda teplotního indexu.

## ABSTRAKT

Studium akumulace a tání sněhové pokrývky a odtoku tavných vod je jedním z nejdůležitějších oborů hydrologie ve všech horských regionech světa. V České republice je jarní tání sněhu, většinou v kombinaci s vydatnými srážkami či vysokými teplotami vzduchu, jednou z nejčastějších příčin povodní. Matematické modelování hydrologických procesů se v posledních desetiletích stává účinným nástrojem protipovodňové ochrany a nachází uplatnění i v dalších oborech jako je vodní hospodářství, předpovědi pro zemědělské podniky, informace pro regulaci vodních nádrží, či pro rekreační areály a vodní sporty.

Tato práce se zabývá modelováním akumulace a tání sněhové pokrývky pomocí empirické metody degree-day, která je založená na vztahu rychlosti tání sněhové pokrývky na teplotě vzduchu. Nástrojem modelování je americký program HEC-HMS pro simulování srážko - odtokových procesů. Hlavním cílem je kalibrace modelu a následná simulace akumulace a tání sněhové pokrývky a odtoku tavných vod z povodí.

Lokalitou výzkumu je experimentální povodí Ptačího potoka, situované v centrální části Šumavy v poloze kolem 1 200 m n. m. Modelovány byly dvě zimní sezóny, 2011 a 2012. Model prokázal velkou spolehlivost a správnou kalibraci sněhového modelu *Temperature index* a dokázal s velkou přesností simulovat vývoj vodní hodnoty sněhu během obou sezón. Menší přesnosti bylo dosaženo při modelování odtoku z povodí. Model má ve všech případech tendenci podhodnotit průtoky v počáteční fázi simulace. Konečnou fázi, tedy období tání či jeho vrchol, naopak nadhodnocuje.

**Klíčová slova:** modelování akumulace a tání sněhu, sněhová pokrývka, vodní hodnota sněhu, HEC-HMS, model degree-day

## ABSTRACT

Snow accumulation and snowmelt research is one of the most important hydrological issues in mountain areas World-wide. Spring snowmelt, usually in the combination with intensive rainfall or high air temperature, is one of the most common causes of flooding in the Czech Republic. Mathematical modeling of hydrological processes belongs to effective instruments of flood protection and finds its use in a variety of areas. For example, water

management, hydrological forecasts for agriculture, information for dam regulation or for recreational areas and water sports are all affected.

This thesis focuses on snow accumulation and snowmelt modeling with use of the empirical Degree-day method. This method is based on the relationship between snowmelt rate and air temperature. The American HEC-HMS programme is used for the simulation of hydrological processes. The main goal of this thesis is to calibrate the model and to simulate snow accumulation, snowmelt and run-off from the watershed.

The experimental basin 'Ptačí potok' is situated in the central part of the Šumava Mountains, in altitude of about 1,200 m. Two winter seasons, 2011 and 2012, were simulated. Simulations showed high reliability and correct calibration of the Temperature index snowmelt model. Simulations of the snow water equivalent evolution were successful. Modelling of the watershed run-off was less precise. All simulations are underestimated at the beginning of simulation and overestimated during the melt season and its culmination.

**Key words:** snowmelt modeling, snow cover, snow water equivalent, HEC-HMS, degree-day model

# OBSAH

<b>1.</b>	<b>ÚVOD A CÍL PRÁCE.....</b>	<b>4</b>
<b>2.</b>	<b>DOSAVADNÍ POZNATKY VÝZKUMU .....</b>	<b>6</b>
2.1	AKUMULACE A ROZLOŽENÍ SNĚHOVÉ POKRÝVKY.....	6
2.1.1	Úvod .....	6
2.1.2	Vliv nadmořské výšky na akumulaci a tání sněhu.....	7
2.1.3	Redistribuce sněhu větrem.....	7
2.1.4	Vliv vegetace na akumulaci a tání sněhu .....	8
2.2	METAMORFÓZA SNĚHOVÉ POKRÝVKY .....	10
2.3	TÁNÍ A ODTOK ZE SNĚHOVÉ POKRÝVKY .....	11
2.3.1	Teplotní deficit sněhové pokrývky (cold content) .....	11
2.3.2	Objemová jímavost sněhu (liquid water holding capacity) .....	11
2.4	PROCES ENERGETICKÉ VÝMĚNY MEZI ATMOSFÉROU A SNĚHOVOU POKRÝVKOU .....	12
2.4.1	Úvod .....	12
2.4.2	Radiační bilance .....	12
2.4.3	Senzitivní a latentní teplo.....	15
2.4.4	Ostatní složky energetické bilance.....	17
2.5	METODY MODELOVÁNÍ ODTOKU ZE SNĚHU .....	18
2.5.1	Metoda teplotního indexu.....	19
2.5.2	Degree-day faktor .....	20
2.6	HYDROLOGICKÉ MODELOVÁNÍ .....	24
2.6.1	Úvod .....	24
2.6.2	Použití modelů v praxi.....	25
2.6.3	Srážko - odtokové modelování .....	26
2.6.4	Klasifikace modelů.....	26
2.7	PROGRAM HEC-HMS.....	28
2.7.1	Struktura modelu.....	28
2.7.2	Proces kalibrace a verifikace modelu.....	31
<b>3.</b>	<b>FG CHARAKTERISTIKA POVODÍ PTAČÍHO POTOKA .....</b>	<b>35</b>
3.1	LOKALIZACE ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ .....	35
3.2	GEOLOGICKÉ A GEOMORFOLOGICKÉ POMĚRY .....	36
3.3	PŮDNÍ POMĚRY.....	37
3.4	VEGETACE A KRAJINNÝ POKRYV .....	38

3.5	KLIMATICKÉ POMĚRY .....	39
3.5.1	<i>Charakteristika teploty vzduchu</i> .....	39
3.5.2	<i>Charakteristika úhrnů a rozložení srážek</i> .....	41
3.6	HYDROGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA .....	42
<b>4.</b>	<b>MATERIÁL A METODY</b> .....	<b>44</b>
4.1	METODIKA MONITORINGU A ZPRACOVÁNÍ DAT SNĚHOVÉ POKRÝVKY .....	44
4.2	OSTATNÍ PODKLADOVÁ DATA A JEJICH ZPRACOVÁNÍ .....	48
4.2.1	<i>Zpracování hydrologicky korektního digitálního modelu povodí</i> .....	49
4.2.2	<i>Zpracování časových řad</i> .....	51
4.3	METODY MODELU HEC – HMS A ODHAD JEJICH PARAMETRŮ .....	53
4.3.1	<i>Metoda objemu odtoku – SCS Curve Number</i> .....	53
4.3.2	<i>Metoda přímého odtoku – Clark unit hydrograph</i> .....	56
4.3.3	<i>Metoda základního odtoku – Recession</i> .....	58
4.3.4	<i>Metoda korytového odtoku – Muskingum – Cunge</i> .....	59
4.3.5	<i>Meteorologický model</i> .....	60
4.3.6	<i>Sněhový model – Temperature Index</i> .....	60
4.4	SESTAVENÍ MODELU HEC - HMS .....	63
<b>5.</b>	<b>VÝSLEDKY</b> .....	<b>66</b>
5.1	FAKTORY OVLIVŇUJÍCÍ AKUMULACI A TÁNÍ SNĚHU .....	66
5.2	VÝSLEDKY ZPRACOVÁNÍ SNĚHOVÝCH DAT .....	68
5.3	ODVOZENÉ PARAMETRY MODELU A JEJICH KALIBRACE .....	71
5.4	MODELOVÁNÍ VODNÍ HODNOTY SNĚHU A ODTOKU ZE SNĚHU .....	76
5.4.1	<i>Období 1.11.2011. – 31.5.2012</i> .....	76
5.4.2	<i>Období 1.11.2010 – 30.4.2011</i> .....	81
<b>6.</b>	<b>DISKUSE</b> .....	<b>86</b>
<b>7.</b>	<b>ZÁVĚR</b> .....	<b>92</b>
<b>8.</b>	<b>SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY A DALŠÍCH ZDROJŮ</b> .....	<b>95</b>
8.1	POUŽITÁ LITERATURA .....	95
8.2	DATOVÉ A MAPOVÉ ZDROJE .....	101
8.3	POUŽITÝ SOFTWARE .....	102
<b>9.</b>	<b>SEZNAM OBRÁZKŮ A TABULEK</b> .....	<b>103</b>
9.1	OBRÁZKY .....	103
9.2	TABULKY .....	104



## SEZNAM ZKRATEK

ATI	= antecedent temperature index
CN	= curve number
ČHMÚ	= Český hydrometeorologický úřad
ČVUT	= České vysoké učení technické
DDF	= degree-day faktor, faktor tání
DMU 25	= digitální model území v rozlišení 1:25 000
DMT	= digitální model terénu
GAČR	= grantová agentura České republiky
GAUK	= grantová agentura Univerzity Karlovy
GIS	= geoinformační systém
HEC – HMS	= Hydrologic Engineering Center – Hydrological modeling system
IDW	= inverse distance weighing
KFGG PŘF UK	= Katedra fyzické geografie a geoekologie, Přírodovědecká fakulta University Karlovy
KVHEM FŽP ČZU	= Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování, Fakulta životního prostředí, Česká zemědělská universita
NP	= národní park
RVK	= retenční vodní kapacita
SCS	= Soil Conservation Service
S-O proces	= srážko – odtokový proces
SMA	= soil moisture accounting
SVH	= sněhová vodní hodnota
UH	= unite hydrograph, jednotkový hydrogram
USACE	= US Army Corps of Engineers
USGS	= United States Geological Survey
VÚV T. G. M.	= Vodohospodářský ústav Tomáše Garrigua Masaryka
WMO	= World Meteorological Organization, Světová meteorologická organizace

## **1. ÚVOD A CÍL PRÁCE**

Tato práce se zabývá problematikou akumulace a tání sněhu v horských oblastech a možnostmi matematického modelování odtoku tavných vod. Výzkum akumulace a tání sněhu je jedním z nejdůležitějších oborů hydrologie ve všech horských regionech světa a v posledních desetiletích nabývá velkého významu i v naší zemi. Kromě katedry fyzické geografie a geoekologie (KFGG) PŘF UK se touto problematikou zabývá především Český hydrometeorologický ústav (ČHMÚ) či některá pracoviště České Zemědělské University a ČVUT. Dokladem důležitosti a rozvoje oboru je i každoročně konaná Česko – Slovenská konference Stretnutie Sneharov, která byla v roce 2012 pořádána KFGG PŘF UK. Předkládaná práce je zpracována v rámci grantových projektů GAČR P209/12/0997: Vliv disturbancí horské krajiny na dynamiku fluvialních procesů, jehož hlavním řešitelem je Doc. Jakub Langhammer, Ph.D. a GAUK 112110: Modelování odtoku ze sněhové pokrývky pro potřeby zpřesnění předpovědi povodní, jehož hlavní řešitelkou je Mgr. Dana Kučerová.

Výzkum sněhové pokrývky v České republice je vázán především na oblasti pohraničních hor. Jde o pramenné oblasti našich významných řek, kde dominují toky se sněhovým odtokovým režimem. Srážková voda, která je zde po celou zimu akumulována ve formě sněhu, v jarním období odtéká v relativně krátkém čase. Samotný odtok ze sněhu v našich horách většinou nezpůsobuje významnější problémy. V kombinaci s dalšími meteorologickými jevy však může dojít k urychlení procesu tání a ke vzniku smíšených povodní. Velké nebezpečí hrozí především v kombinaci dlouhodobějšího trvání kladných teplot vzduchu s vypadáváním kapalných srážek a čerstvým, mnohdy až bouřlivým, prouděním teplého vzduchu, které bývají v horských oblastech zpravidla silnější než v nížinách (*Němec, Hladný, 2006*).

Studium zásob vody ve sněhu a modelování odtoku tavných vod je důležité i z jiných důvodů, než je protipovodňová ochrana. Jde především o vodní hospodářství, předpovědi pro zemědělské podniky, informace pro regulaci vodních nádrží, či pro rekreační areály a vodní sporty.

Lokalitou výzkumu této práce je experimentální povodí Ptačího potoka, situované v centrální části Šumavy v polohách kolem 1 200 m n. m. Toto povodí v pramenné části

Otavy má výrazný sněhový odtokový režim, disponuje hladinoměrem v závěrovém profilu, kontinuálním měřením výšky sněhové pokrývky a teploty vzduchu a je tak vhodným územím pro studium akumulace a tání sněhové pokrývky. Tato práce si klade následující cíle:

- Zhodnocení faktorů ovlivňujících srážko – odtokový proces v povodí Ptačího potoka s důrazem na zimní období.
- Odvození parametrů modelu HEC – HMS pro povodí Ptačího potoka na základě terénních měření a analýz v prostředí GIS a následná kalibrace modelu na podkladě proběhlých odtokových událostí.
- Modelování akumulace a tání sněhové pokrývky v hydrologických letech 2011 a 2012 a identifikace silných a slabých stránek použitých modelovacích technik.

## **2. DOSAVADNÍ POZNATKY VÝZKUMU**

### **2.1 Akumulace a rozložení sněhové pokrývky**

#### **2.1.1 Úvod**

Vývoj sněhové pokrývky postupně prochází třemi hlavními stádii. První je akumulace sněhu, která udává, jaké zásoby vody v povodí jsou dostupné pro odtok a jak je pokrývka v rámci povodí rozložena. Druhé je dozrávání sněhové pokrývky, kdy je postupně saturován teplotní deficit pokrývky a objemová jímavost sněhu (viz kap. 2.3.1 a 2.3.2). Poslední fází je tání, kdy dochází k úbytku sněhové pokrývky a tavná voda odtéká do vodního toku (*Singh a Singh, 2001*).

Akumulace sněhu začíná vypadáváním srážek v pevném skupenství - sněžením. Hlavní podmínkou je teplota vzduchu pod bodem mrazu (nebo lehce vyšší, většinou do 2°C viz kapitola 2.5.2). Sezónní pokrývka má ve vertikálním směru složitou strukturu. Skládá se z mnoha vrstev s různými fyzikálními vlastnostmi. Každá vrstva reprezentuje jedno sněžení, případně jde- li o tenkou vrstvičku ledu, jednu oblevu. Celá pokrývka během sezóny prochází postupným vývojem – metamorfózou.

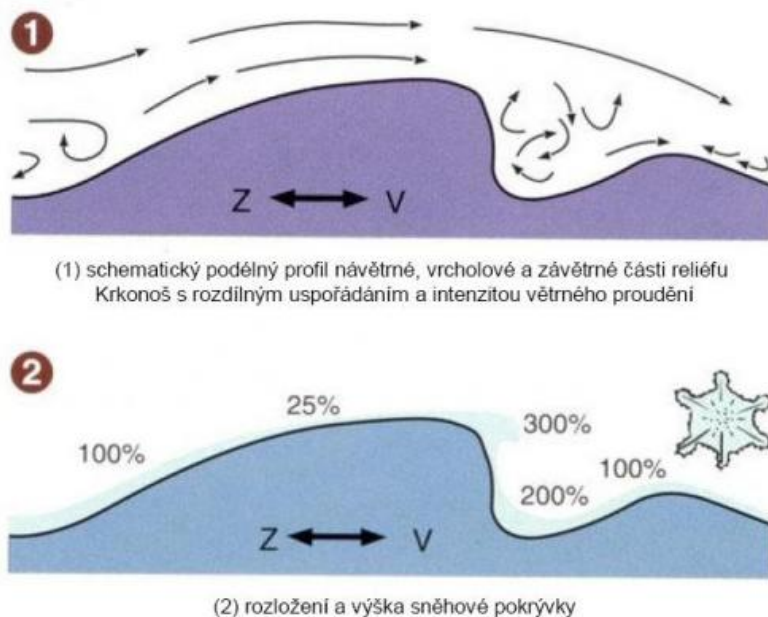
Akumulaci sněhu můžeme chápat v makroměřítku, mezoměřítku či na lokální úrovni. Makroměřítko se uvažuje ve vzdálenostech 100 – 10 000 km, kdy hlavními faktory ovlivňujícími akumulaci jsou zeměpisná poloha či kontinentalita a oceanita a pro účel této práce je nepodstatná. Mezoměřítková akumulace a distribuce sněhu zahrnuje vzdálenosti od 1 do 100 km. Zde je hlavním faktorem ovlivňujícím akumulaci sněhu nadmořská výška, dalšími faktory jsou především topografické aspekty jako orientace svahu, expozice vůči větru, vegetace aj. (*Jones et al., 2001*). (a také teplota vzduchu, která se vzrůstající nadmořskou výškou klesá). Teplota vzduchu rozhoduje, v jaké formě budou srážky vypadávat, zda k akumulaci sněhu dochází či ne, případně na jaké části povodí prší a na jaké sněží. Nadmořská výška ovšem není zdaleka jediný faktor, který akumulaci a distribuci sněhu ovlivňuje. Neméně důležité jsou topografické aspekty jako sklon svahu, orientace, expozice vůči větru, vegetace aj (*Jones et al., 2001*).

### **2.1.2 Vliv nadmořské výšky na akumulaci a tání sněhu**

Nadmořská výška je považována za nejdůležitější faktor ovlivňující akumulaci a tání sněhu, a to především díky teplotě vzduchu, která se vzrůstající nadmořskou výškou klesá. Nadmořská výška společně s teplotou vzduchu tedy rozhodují o tom, v jaké formě budou srážky vypadávat, zda k akumulaci sněhu dochází či ne, případně na jaké části povodí prší a na jaké sněží. Martinec (1970) ve svém výzkumu srovnával povodí Modrého dolu v Krkonoších (1000 – 1554 m n. m.) s Alpským povodím Dischma (1668 – 3146 m n. m.). Uvádí, že v souladu s nadmořskou výškou začalo tání sněhu v Alpském povodí později a bylo rozloženo v delším časovém období. Naproti tomu maximální specifický odtok byl zaznamenán v povodí Modrého dolu. To je způsobeno tím, že díky relativně menšímu rozsahu nadmořských výšek bylo celé povodí postihnuto kladnými teplotami vzduchu zároveň, zatímco ve vertikálně členitějším povodí Dischma nastalo tání vždy pouze na spodní části povodí.

### **2.1.3 Redistribuce sněhu větrem**

Vliv větru na akumulaci sněhu je nejvíce patrný na otevřených plochách. Silou větru dochází k erozi sněhové pokrývky na návětrných svazích či plochách s hladkým povrchem a depozici na místech s menší expozicí vůči větru (závětrné svahy) či s drsným povrchem, kde vítr ztrácí unášecí schopnost (Šrůtek, 1990). Příkladů redistribuce sněhu větrem nalezneme mnoho v zahraničních publikacích (např. Hiemstra et al., 2002; Winstral, Marks, 2002; Jones et al., 2001) i v České republice (např. Margold, et al., 2011; Dvořák, 2005; Šrůtek, 1990). Jejím motorem jsou anemo-orografické systémy, popsané poprvé v Krkonoších (Jeník, 1959). Reliéfové uspořádání Krkonoš způsobuje, že převládající Z, SZ a JZ větry stoupají k západu otevřenými údolími Mumlavy a Bílého Labe. Se zužováním údolí nabývají větry na síle. Jejich rychlost kulminuje na náhorních planinách Labské a Bílé Louky, které tvoří velkou zásobárnu sněhu pro transport. Větrné proudy nasycené sněhem následně přepadávají do hlubokých závětrných prostorů ledovcových karů, kde klesá jejich rychlost a transportovaný sníh se zde akumuluje (Šrůtek, 1990). Známým příkladem je Mapa republiky na jižním (závětrném) svahu Studniční hory v Krkonoších, kde se díky silnému působení anemo-orografických systémů drží obvykle sníh až do srpna. (Dvořák, 2005).



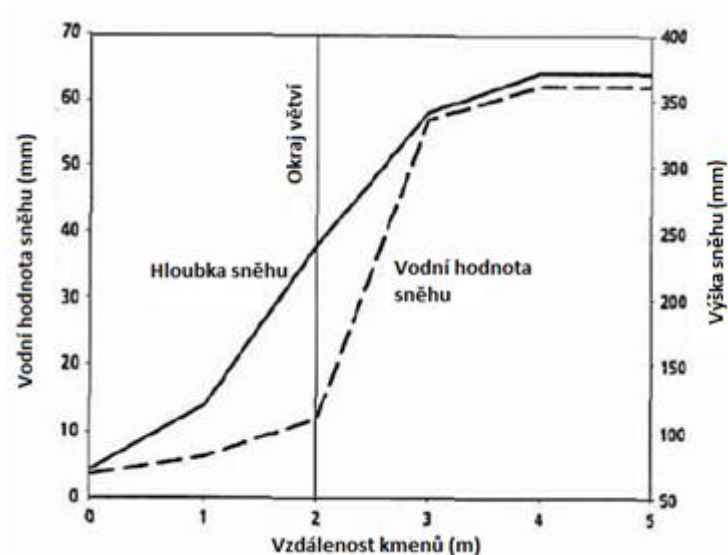
Obr. 1: Působení anemo – orografických systémů na redistribuci sněhu (Veselý, 2012)

#### 2.1.4 Vliv vegetace na akumulaci a tání sněhu

Je zřejmé, že vegetační kryt má na akumulaci sněhu mimořádný vliv. Jednak přímo ovlivňuje sílu větru u povrchu země a tím redistribuci sněhu, jednak ovlivňuje některé fyzikální parametry jako je teplotní režim ekosystému, intercepce, sublimace aj.

Jehličnaté lesy zadržují velké množství sněhu ve větvích stromů, mají velkou intercepci. Sníh uložený ve větvích má mnohem větší povrch exponovaný dlouhodobě vůči atmosféře a dochází k vyšší sublimaci. Schmidt a Troendle (1992) odhadují, že přibližně 1/3 ročních srážek spadlých v hustém jehličnatém lese se ztratí díky sublimaci sněhu zachyceného v korunách stromů. K podobným výsledkům došli i Montesi et al. (2004). Sublimace přímo z povrchu sněhové pokrývky je v lesním prostředí zanedbatelná (Harding, Pomeroy, 1996). Molotch et al. (2007) ve své studii ze subalpínských lesů v Rocky Mountains uvádí, že sublimace sněhové pokrývky je  $0,41 \text{ mm.d}^{-1}$ , zatímco ze stromů  $0,71 \text{ mm.d}^{-1}$ . Sublimace zachyceného sněhu má vliv na množství akumulované sněhové pokrývky v lesním porostu. V lokálním měřítku se ztráta sublimací liší dle hustoty zalesnění, takže struktura lesa může ovlivnit množství akumulované vody v povodí. Je zaznamenán téměř lineární pokles sněhové vodní hodnoty (SVH) v závislosti na zvyšující se ploše listů. Hustota i hloubka sněhu se liší (Jones et al., 2001):

1. V závislosti na vzdálenosti stromů. Hustota i SVH klesají se zmenšující se vzdáleností jehličnatých stromů a lehce stoupá se vzdáleností listnatých stromů.
2. Dle druhu stromů. Větší hustota a SVH je pod listnatými stromy, menší pod jehličnatými.



Obr. 2: Změna hloubky sněhu a SVH se vzdáleností kmenů. Prince Albert NP, Saskatchewan (Pomeroy, Goodison, 1997, upraveno).

Mnohé výzkumy se zabývají rozdíly v akumulaci sněhu na mýtině a v lesním porostu. Výsledky ukazují na větší koncentraci sněhu na mýtinách, které jsou kryty před erozním účinkem větru a nepodléhají vysoké sublimaci vlivem intercepce. Toews a Gluns (1986) zjistili průměrně o 37 % větší akumulaci sněhu na mýtině než v jehličnatém lese (jižní BC, Kanada), k podobnému výsledku dospěli i Golding a Swanson (1986) v jižní Albertě (Kanada). Zde byla akumulace na otevřené ploše větší o 20 – 45 %. Dle jiných studií je množství akumulovaného sněhu a rozdíl mezi mýtinou a lesem závislé na velikosti mýtiny. Čím je otevřený prostor větší, tím větší efekt má větrná eroze a rozdíly se snižují. Troendle a Leaf (1981, in Jones et al., 2001) udávají optimální velikost mýtiny pro maximální akumulaci sněhu 5H (H = výška okolních stromů). Při průměru mýtiny větším než 12H vykazuje již mýtina nižší akumulaci než les. Holko, et al. (2009) uvádí, že v lesním porostu je hustota sněhu menší, avšak rozdíl vůči otevřené ploše se v závěru tavné sezóny zmenšuje vlivem zastínění lesních porostů. Studium vlivu vegetace na akumulaci a tání sněhu se zabývají i

členové KFGG PŘF UK. Například Jeníček (2009a) simuloval jarní srážkové události v povodí krušnohorské Bystřice během povodní 2006 při různých scénářích vegetačního krytu: skutečný stav (58 % lesa), otevřená plocha (0 % lesa) a maximální lesní pokrytí (95 % lesa). V první srážkové vlně byl vliv lesa na odtok zřetelně pozitivní, kulminační průtok byl nejnižší vlivem pomalejšího tání sněhu. V druhé srážkové vlně se však kulminace vyrovnala a v lesním porostu byla paradoxně nejvyšší. To bylo způsobeno tím, že v lese, vlivem pomalejšího tání, zůstalo více sněhu dostupného pro tání a odtok než na otevřené ploše.

## 2.2 Metamorfóza sněhové pokrývky

Jakmile sníh dopadne na povrch, jednotlivé vločky podléhají postupným změnám v jejich tvaru a hustotě. Tím se vyvíjí celá sněhová pokrývka a mění se její fyzikální, chemické a optické vlastnosti. Tato transformace závisí jednak na vnějších podmínkách atmosféry (teplota a vlhkost vzduchu, síla větru) a jednak na tlaku a složení samotné sněhové pokrývky. Metamorfóza ovlivňuje teplotní režim, hustotu a tím i propustnost sněhové pokrývky pro vodu. Obecně se s postupem sezóny zvyšuje hustota sněhu a teplota směřuje k izotermálnímu stavu 0°C, kdy pokrývka dozrává a je schopna propustit tavnou vodu k povrchu země (DeWalle, Rango, 2008).

Proces metamorfózy se liší u mokrého a suchého sněhu. Základní typologie procesů je uvedena v Tab. 1.

proces	efekt	dobu výskytu
destruktivní metamorfóza (ET = equi. Temperature)	vznik dobře spojených ledových zrn	krátce po sněhových srážkách
konstruktivní metamorfóza (TG = temperature gradient)	vznik nedokonale spojených sněhových zrn a dutinové jínovatky	během zimy v pokrývce za teplot pod bodem mrazu
opakované tání a mrznutí (MF = melt-freeze cycles)	dobře spojená ledová pokrývka tvořená velkými zrny	v období tání a za deště
působení tlaku	postupná přeměna na firn a ledovcový led	v případě trvalé sněhové pokrývky

Tab. 1: Typy metamorfózy sněhu (DeWalle, Rango, 2008)



## **2.3 Tání a odtok ze sněhové pokrývky**

Proces tání sněhu je závislý na energetické výměně mezi atmosférou, sněhovou pokrývkou a půdou, a proto by měl být zkoumán na základě energetické bilance. Mnoho vědeckých prací (např. Hock, 2003, Ebnet et al., 2005, Kutláková, Jeníček, 2012) ovšem provádí výzkum na základě teplot vzduchu za využití metod degree-day, jelikož získání teplotních dat z terénu je jednodušší a teplotní chod je přímo závislý na energetickém stavu atmosféry.

Sněhová pokrývka začíná tát jakmile se teplota vzduchu zvýší nad teplotu tání (většinou 0 – 2 °C). Tání se však na odtoku projeví s časovým zpožděním, které vzniká díky schopnosti sněhové pokrývky určité množství tavné vody zadržovat. Toto množství je součtem vody potřebné k vyrovnání teplotního deficitu sněhové pokrývky a pokrytí objemové jímavosti sněhu (Singh a Singh, 2001).

### **2.3.1 Teplotní deficit sněhové pokrývky (cold content)**

Teplotní deficit je definován jako množství energie potřebné k dosažení izotermálního stavu 0°C uvnitř sněhové pokrývky v celé její hloubce. Tato energie je dodána následujícím způsobem. Tání zpočátku probíhá převážně na povrchu sněhové pokrývky. Sníh ve spodnějších vrstvách má stále zápornou teplotu a roztavená voda v pokrývce opět zamrzá, mění se struktura okolního sněhu a vznikají ledové vrstvičky uvnitř pokrývky. Při tomto procesu dochází k výměně energie mezi tavnou vodou a sněhem, a tím zvyšování teploty celé pokrývky na 0°C, kdy voda přestane opět zamrzat a začíná být potenciálně dostupná pro odtok (Paterson, 1994, Stenborg, 1970).

### **2.3.2 Objemová jímavost sněhu (liquid water holding capacity)**

Po dosažení izotermálního stavu zůstává voda uvnitř sněhové pokrývky v tekutém stádiu, avšak je sněhem stále zadržována. Množství vody, které je pokrývka schopna pojmout závisí především na hloubce a hustotě sněhu a dle USACE (1956) je odhadována jako 2 – 5 % vodní hodnoty sněhu. Poté, co je sněhová pokrývka nasycena, tavná voda vlivem gravitace plynule odtéká směrem k recipientu a podílí se na průtoku vodních toků.

### *Vodní hodnota sněhu SVH (snow water equivalent)*

Údaje o vodní hodnotě sněhu jsou stěžejní pro modelování odtoku ze sněhové pokrývky. Vodní hodnotou sněhu se rozumí vertikální hloubka vody vzniklá roztavením sněhové pokrývky v celé její hloubce. Zjištění SVH ve vrcholné fázi akumulace, těsně před počátkem období tání, nám poskytuje informace o zásobě vody v povodí a indikuje, jaké průtoky můžeme během období tání očekávat.

Vodní hodnota sněhu je dána vztahem:

$$SVH = \rho D \quad (1)$$

kde SVH je vodní hodnota sněhu,  $\rho$  je hustota sněhu a  $D$  je hloubka sněhové pokrývky.

## **2.4 Proces energetické výměny mezi atmosférou a sněhovou pokrývkou**

### **2.4.1 Úvod**

Množství vyprodukovaných tavných vod závisí na energetické bilanci sněhové pokrývky, která je výsledkem vstupující a vystupující energie a změny schopnosti sněhu energii absorbovat.

Rovnice energetické bilance je vyjádřena jako:

$$Q_m = Q_{nr} + Q_h + Q_l + Q_p + Q_g + Q_q \quad (2)$$

kde  $Q_m$  je celková energie dostupná pro tání,  $Q_{nr}$  je radiační bilance,  $Q_h$  je senzitivní teplo,  $Q_l$  je latentní teplo,  $Q_p$  je tepelný obsah deště,  $Q_g$  je tepelný tok z podloží a  $Q_q$  je vnitřní energie sněhové pokrývky. Tyto odlišné složky energie jsou vyjadřovány ve formě energetického toku jako množství energie na jednotku plochy za jednotku času. Pokud je  $Q_m$  kladné, sníh taje (*Singh a Singh, 2001, Hock, 2005*).

### **2.4.2 Radiační bilance**

Radiační bilance je rozdíl mezi zářením dopadajícím na zemský povrch a energií odrážející se a vyzařovanou zpět zemským povrchem (*Singh a Singh, 2001*). Dělí se na krátkovlnné a dlouhovlnné podle primárního zdroje vzniku. Krátkovlnné záření pokrývá vlnové délky 0,15 – 4  $\mu\text{m}$  a jeho zdrojem je Slunce. Dlouhovlnné záření se pohybuje

v rozmezí 4 – 120  $\mu\text{m}$  a jde hlavně o termální radiaci zemského a atmosférického původu (Hock, 2005).

### Krátkovlnné sluneční záření

Hlavním zdrojem energie pro všechny hydrologické procesy je Slunce, které vyzařuje krátkovlnné záření. Část je pohlcena atmosférou, zbytek dosáhne povrchu Země, a to ve dvou formách - přímé záření a rozptýlené (difuzní) záření. Součet těchto 2 složek tvoří tzv. globální záření. Část dopadajícího záření je sněhovou pokrývkou absorbována a část je vyzářena zpět do atmosféry. Na intenzitu slunečního záření má největší vliv poloha Slunce vzhledem ke sledovanému území, která se mění se zeměpisnou šířkou místa, roční a denní dobou. Zeměpisná šířka určuje úhel dopadajících slunečních paprsků, délku slunečního svitu a vzdálenost, kterou musí paprsky urazit k zemskému povrchu. Čím menší je úhel dopadajícího slunečního záření, tím menší je jeho intenzita, protože:

- a) paprsky procházejí větší vrstvou atmosféry a více záření je pohlceno či rozptýleno
- b) plocha, na kterou dopadá dané množství energie je se zmenšujícím se úhlem slunečního záření větší (menší množství energie na jednotku plochy)

### *Vliv oblačnosti*

Oblaky mají největší zmírňující efekt na přenos slunečního záření atmosférou. Mají vliv na poměr přímého a difuzního záření, které dosáhne zemského povrchu, a to v závislosti na typu oblaků a míře pokrytí oblohy oblačností. Obecně platí, že čím více je obloha zatažena, tím méně záření se k zemskému povrchu dostane. Za jasných dnů je mraky rozptýleno pouze kolem 10 % globálního záření a zbytek přímo dopadá k zemskému povrchu. Za plné oblačnosti může být rozptýleno až 100 % globálního záření (Singh a Singh, 2001).

### *Vliv albeda*

Jeden z nejdůležitějších činitelů, který ovlivňuje energetickou bilanci sněhové pokrývky, je albedo, které je definováno jako poměr odraženého záření k celkovému dopadajícímu záření (Singh a Singh, 2001), či průměrná odrazivost záření o vlnových délkách 0,35 - 2,8  $\mu\text{m}$  (Jonsell, et al., 2003). Čím větší albedo má povrch sněhu, tím více záření se odrazí zpět do atmosféry a méně je absorbováno do pokrývky, tedy méně energie je dostupné pro proces tání.

Albedo se velice liší a mění se v prostoru i čase. Může dosahovat hodnot od 15 % u silně znečištěného firnového sněhu až po více než 90 % u čerstvě napadlého sněhu. (Singh a Singh, 2001; Jonsell, et al., 2003; Hock, 2005).

Na velikost albeda má vliv:

- stáří a čistota sněhu - čím čistší a novější je sníh, tím větší je albedo
- vlhkost sněhu - přítomnost vody zmenšuje plochu sněhu, která je v kontaktu s atmosférou a může záření odrážet. Tedy čím vlhčí je sníh, tím menší albedo.
- úhel dopadajícího záření či výška Slunce nad obzorem- tento vliv je patrný hlavně v denních změnách albeda. Čím níže je Slunce nad obzorem, tím větší je albedo. Největší tedy bývá při západu.
- oblačnost - albedo je vyšší při vyšší oblačnosti díky spektrálnímu složení rozptýleného solárního záření. Oblaky pohltí více infračerveného záření než viditelného, které ve větší míře dopadá k zemskému povrchu. Albedo sněhu je u viditelného záření vyšší, a proto je vyšší za oblačných dnů (Wendler, Kelley, 1988).

Albedo sněhu je vysoce proměnlivé během krátkého časového období. U nového sněhu se může snížit během pár dní až o 30 % díky metamorfóze sněhu (Singh a Singh, 2001).

typ sněhu	albedo
čerstvý sníh, suchý	0,85
čerstvý sníh, vlhký	0,80
starý sníh, suchý, čistý	0,70
starý sníh, vlhký, čistý	0,60
starý sníh, vlhký, středně špinavý	0,50
starý sníh, vlhký, velmi špinavý	0,40
firn, vlhký, špinavý (povrch je stále bílý)	0,40
firn, vlhký, velmi špinavý (povrch šedý či hnědý)	0,30
firn, vlhký, extrémně špinavý (povrch sazovitě černý)	0,15
led, čistý, bílý	0,40
led, čistý, šedý	0,30
led, středně špinavý	0,25
led, silně špinavý	0,15

Tab. 2: Průměrné albedo dle typu sněhu a ledu (Müller, 1985).

### *Absorpce slunečního záření*

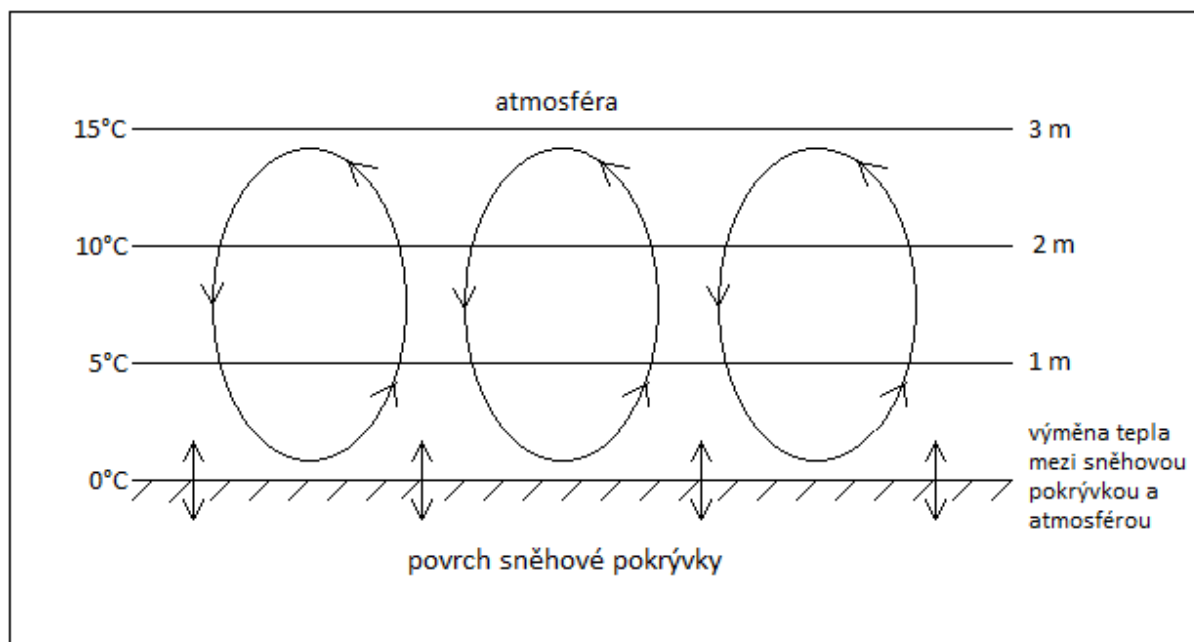
Krátkovlnná zářivá energie dopadající na povrch sněhové pokrývky je částečně propouštěna sněhem do hloubky. Množství absorbovaného záření závisí na albedu a hloubka do jaké dosáhne na průhlednosti materiálu. Pod povrchem sněhu působí jako vnitřní zdroj energie a zvyšuje jeho teplotu (Hock, 2005). U sněhové pokrývky bývá většina záření pohlcena prvními 10 cm sněhu, zbytek pak v rámci dalších 40 cm (de'Quervain, 1972). Dle Warrena (1982) je záření propouštěno do 1 m hloubky a většina energie je spotřebována v rámci prvních mm.

### Dlouhovlnné záření

Dlouhovlnné záření je vyzařováno zemským povrchem a atmosférou. Oproti Slunci je vyzařováno menší množství energie s většími vlnovými délkami. Energie pohlcená zemským povrchem, je vyzařována zpět do atmosféry jako *zemské dlouhovlnné záření*. Množství této energie je závislé na teplotě zemského povrchu – čím je teplejší, tím více energie vyzáří. Atmosférické plyny jsou relativně dobrými absorbenty dlouhovlnného záření. Zejména vodní páry, ozon a CO<sub>2</sub>. Atmosférou pohlcené záření je opět vyzařováno do všech směrů. Část záření, které je emitováno směrem k zemskému povrchu, se nazývá *dlouhovlnné zpětné záření atmosféry*. Rozdíl mezi těmito složkami je *čistá dlouhovlnná radiace* (Ritter, 2006). Zda zemský povrch více energie pohltí či vyzáří, záleží na rozdílu teplot povrchu a atmosféry. Dlouhovlnné záření tedy vzniká díky tepelné výměně mezi oběma prostředími (Hock, 2005).

### **2.4.3 Senzitivní a latentní teplo**

Ve spodní vrstvě atmosféry dochází k turbulentnímu proudění vzduchu, které v nejnižší vrstvě zajišťuje tepelnou výměnu mezi povrchem země a atmosférou. Takovýto přenos tepla je znám jako *senzitivní (citelné, zjevné) teplo*. Vzniká v případě rozdílných teplot obou prostředí a jeho přenos je vnímán jako vzrůst či pokles teploty vzduchu. Jelikož teplota sněhu na povrchu nemůže přesáhnout 0°C, je u země vyvinuta silná teplotní stratifikace s gradientem až 5°C.m<sup>-1</sup> (Hock, 2005). Tato turbulentní vrstva se nachází do 2 – 3 m nad povrchem (Obr. 3). Je-li vzduch teplejší než povrch sněhu, dochází k přímému přenosu tepla do sněhové pokrývky a k jejímu tání (Singh a Singh, 2001).

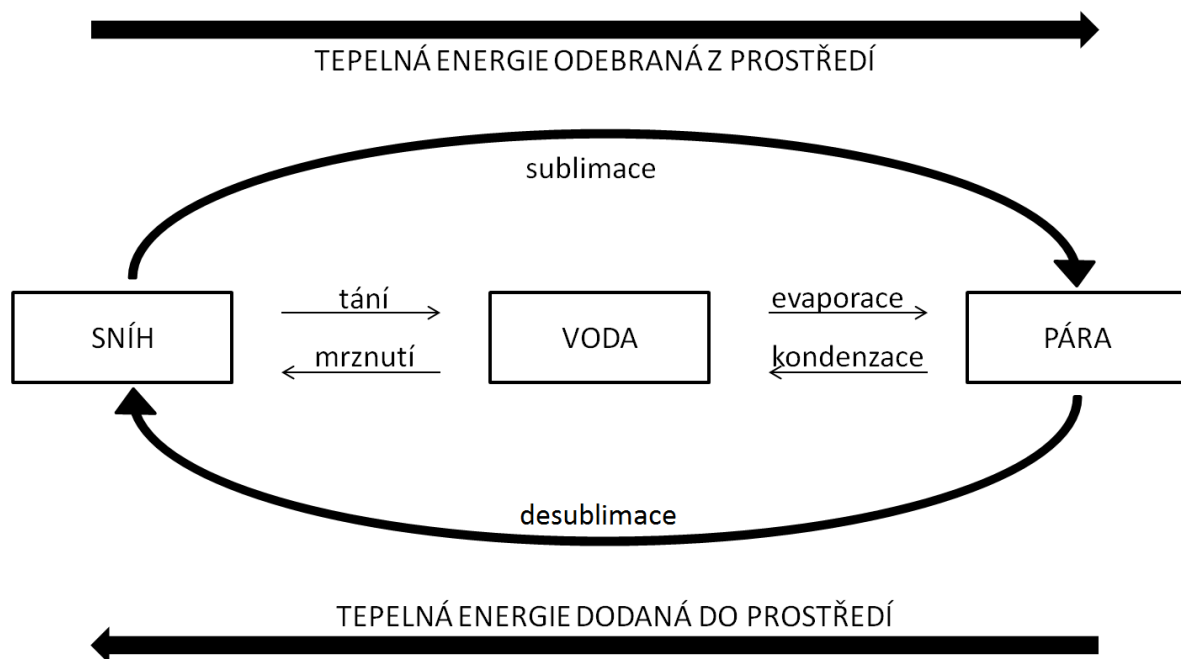


Obr. 3: Turbulentní proudění vzduchu a teplotní zvrstvení ve spodní vrstvě atmosféry (Beitlerová, 2010).

*Latentní (skupenské) teplo* je absorbováno či uvolňováno během přeměny skupenství vody aniž by došlo ke změně její teploty (Perrot, 1998). Vyvolává evaporaci, kondenzaci, sublimaci, depozice, tání a tuhnutí. Během evaporace, tání a sublimace je energie dodávána z okolního vzduchu, dochází k její spotřebě. Procesy, během kterých je energie uvolňována do okolního prostředí, jsou kondenzace, tuhnutí a desublimace. Během přeměny skupenství má voda stále stejnou teplotu, ale okolní vzduch se buď ochlazuje či otepluje. Dochází k přeměně latentního tepla na senzitivní teplo.

Pro proces evaporace a kondenzace je zapotřebí 7,5 x více energie než pro tání a tuhnutí ( $2\,260\text{ kJ.kg}^{-1}$  a  $333\text{ kJ.kg}^{-1}$ ) (Nave, 2005). Proto během tání nedochází k takovému ochlazení vzduchu jako během evaporace, a naopak během kondenzace se vzduch otepluje mnohem více než při mrznutí (Ritter, 2006).

Zdroj energie ze senzitivního a latentního tepla je obecně malý oproti čisté radiaci, ale v krátkodobém měřítku (hodiny až dny) může svou intenzitou radiační bilanci předčít (Hock, 2005).



Obr. 4: Schéma přenosu latentního tepla (NOAA FAA, 1975, upraveno).

#### 2.4.4 Ostatní složky energetické bilance

##### Teplo dodané srážkami

Pokud kapalně srážky dopadnou na sněhovou pokrývku, jsou ochlazený její teplotou. Teplo, které je uvolněno, je výsledkem energetického rozdílu mezi dešťovou vodou před dopadnutím na její povrch a po dosažení termální rovnováhy s okolním prostředím. Množství dodaného tepla je přímo úměrné množství dešťové vody a teplotnímu rozdílu mezi deštěm sněhem. Dopadá-li voda na sněhovou pokrývku, která je v isothermálním stavu 0°C, dochází k tání. Dopadá-li na sněhovou pokrývku voda, která má záporné teploty, dochází k oteplování sněhu na 0°C (Singh a Singh, 2001). V celkovém měřítku je tento zdroj energie v celkové bilanci nevýznamný. Dešťová událost o 10 mm srážek při 10°C průměrně vyprodukuje  $2,4 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$  za den, což je oproti ostatním zdrojům zanedbatelné množství (Hock, 2005).

##### Tepelný tok z podloží

K tání sněhové pokrývky přispívá i tepelný tok z podloží. Jde o termální energii nahromaděnou v podloží během letního období, kdy nebyla půda pokryta sněhem. Teplota

půdy na rozhraní se sněhem je vlivem sněhové pokrývky snižována oproti hlubším vrstvám, což zapříčiňuje tok tepla od spodních vrstev směrem k povrchu. V případě, že teplota sněhu na rozhraní dosahuje nižších hodnot než 0°C, je půdním teplem ohřívána a dochází k jejímu tání. V denních odhadech množství tání bývá tato komponenta energetické bilance zanedbána, při výpočtech delšího období, případně hodnocení celé tavné sezóny však může být znatelná. Množství roztáté vody vlivem tepelného toku z podloží bývá odhadováno na 0,5 mm.d<sup>-1</sup> (Singh a Singh, 2001).

#### Vnitřní energie sněhové pokrývky

Sněhová pokrývky má svoji vnitřní energii, která určuje její teplotu. Její velikost závisí na skladbě sněhu, tedy na množství ledu, vody a plynu (Singh a Singh, 2001). Jde o negativní komponentu energetické bilance, která definuje množství dodaného tepla, které je potřebné ke zvýšení teploty sněhové pokrývky na hodnotu 0°C. Jakmile pokrývky dosáhne této hodnoty, veškeré další dodané teplo vede k jejímu tání. Tato komponenta je v porovnání s ostatními zanedbatelná a většina modelů ji neuvažuje, je však zásadní pro načasování momentu, kdy začíná sněhová pokrývky tát (Assaf, 2007).

## **2.5 Metody modelování odtoku ze sněhu**

Obecně se pro výpočet odtoku ze sněhu používá dvou přístupů. Prvním způsobem je výpočet energetické bilance, druhým způsobem je indexová metoda.

- **metoda energetické bilance:** tato metoda je založená na fyzikálních vlastnostech atmosféry, sněhu a mechanismu výměny energie na rozhraní povrch Země/sníh a sních/atmosféra (kap. 2.4). Metoda je poměrně přesná, avšak náročná na získání dat. Pro výpočty jsou potřeba parametry jako radiační energie, senzibilní teplo, latentní teplo, teplotní obsah deště a tok tepla z podloží.
- **indexová metoda:** tato metoda je založena na empirických vztazích jedné či více proměnných. Tání sněhu se nejčastěji vyjadřuje v závislosti na teplotě vzduchu. Tuto metodu nazýváme metoda teplotního indexu (*Temperature index method*). Méně často se používají veličiny jako čistá radiace, rychlost větru, tlak vodní páry či sluneční záření. Výhoda této metody je v jednoduchosti získání dat navzdory její relativně dobré přesnosti (Singh a Singh, 2001).



### 2.5.1 Metoda teplotního indexu

Proces tání sněhu je závislý na výměně teplené energie mezi sněhovou pokrývkou a okolním prostředím. Proto je jedinou striktně správnou metodou pro výpočet objemu roztátého sněhu metoda energetické bilance. Data pro tuto metodu jsou ovšem ve většině případů nedostupná a proto dochází k použití jednodušších a na data méně náročnějších přístupů. Jedním z nich je metoda teplotního indexu (*Singh a Singh, 2001*).

V hydrologii se pojmem index rozumí meteorologická či hydrologická proměnná, jejíž variabilita je spojena s veličinou, kterou chceme odhadnout a jež je mnohem snáze měřitelná, než samotná odhadovaná veličina. Jednoduše měřitelný parametr tak může reprezentovat hydrologický prvek či fyzikální proces, který není přímo měřen. Indexem může být bodové měření nějakého parametru povodí. Předpokládá se, že měřené hodnoty představují průměr za celé povodí. Spolehlivost indexové metody spočívá v tom, jak dobře je daný proces či prvek popsán měřenými hodnotami a jak moc jsou hodnoty pro povodí reprezentativní (*Singh a Singh, 2001*).

Pro odhad tání sněhu se nejčastěji používá teplotní index, jelikož teplota vzduchu nejlépe odráží proces teplotní výměny mezi sněhem a okolím. Braithwaite a Olsen (1989) uvádí korelační koeficient 0,96 mezi roční ablací ledovce a součtem pozitivních teplot vzduchu. Důvodem pro úspěšné nahrazení složité energetické bilance teplotou vzduchu je její vysoká korelace s mnoha komponentami energetické bilance. Teplota vzduchu odráží množství radiace, tlak vodní páry a je citlivá na pohyb vzduchových hmot. Poprvé byla tato metoda použita v roce 1887 Finsterwalerem a Schunkem (*Hock, 2003*). Od té doby byla široce využívána vědci z celého světa a dodnes je díky její jednoduchosti a přesnosti nejčastější metodou pro modelování tání sněhu (*Hock, 2003*). Přístup teplotního indexu je využíván v mnoha známých modelech jako je SSARR (1975), UBC (1977), SRM (1983) (*Singh a Singh, 2001*).

Metoda teplotního indexu je nejpoužívanějším přístupem v modelování odtoku ze sněhu ze 4 hlavních důvodů (*Hock, 2003*) :

1. snadno dostupná data teplotních časových řad
2. relativně dobrá možnost interpolace a předpovědi teploty vzduchu
3. obecně dobré výsledky navzdory jednoduchosti modelu
4. jednoduchost výpočtů

Ačkoliv je metoda široce rozšířená, musíme mít na paměti 2 zásadní nedostatky (Hock, 2003):

1. Metoda je relativně spolehlivá při měření delších časových period. S větším časovým rozlišením ovšem spolehlivost klesá
2. Míra tání se liší s topografickými efekty jako expozice, sklon či zastínění. Proto model neumí vyjádřit přesnou prostorovou variabilitu v rámci povodí.

### 2.5.2 Degree-day faktor

Modely teplotního indexu jsou založeny právě na vztahu mezi teplotou vzduchu a ablací. Tento vztah je přímo úměrný a klíčovým momentem pro úspěšné modelování je správné určení lineárního faktoru této závislosti. Většina modelů využívá tzv. *Degree-day faktor*, vyjadřující kolik mm vodní hodnoty sněhu za den roztaje, pokud se indexová teplota zvýší o 1°C. Odtud pak název modelů Degree-day model. Nejjednodušší a nejčastější vyjádření vztahu tání sněhu a teploty vzduchu je:

$$M = D_f(T_i - T_b) \quad (3)$$

kde M je výška tavné vody (mm),  $D_f$  je degree-day faktor ( $\text{mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ ),  $T_i$  je indexová teplota vzduchu ( $^\circ\text{C}$ ) a  $T_b$  je kritická teplota, tedy teplota, při níž již může docházet k tání sněhu.

Jako indexová teplota vzduchu se většinou používá průměrná denní teplota vzduchu. Pokud se však denní teploty pohybují kolem bodu mrazu, může dojít ke snížení přesnosti modelu. Ačkoliv průměrné teploty jsou negativní a nenaznačují žádné tání, mohlo během dne nastat období s kladnými teplotami, během něhož k tání došlo. Někdy jsou proto využívány např. jen průměry ze světlé části dne či maximální denní teplota vzduchu. (Singh a Singh, 2001, Hock, 2003, DeWalle, Rango, 2008).

Kritická teplota se může pohybovat slabě nad 0°C v závislosti na relativní vlhkosti vzduchu u země. Většinou se pohybuje mezi 0-2°C (DeWalle, Rango, 2008).

## Problematika DDF

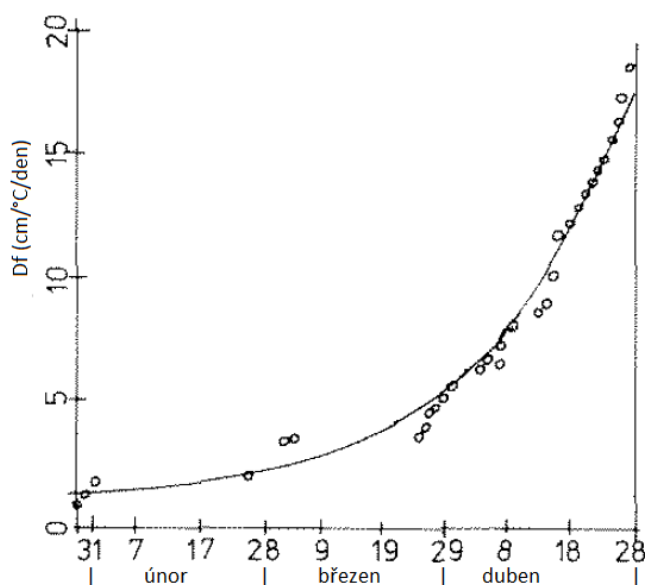
Z literatury je zřejmé, že neexistuje jeden degree-day faktor, který by byl aplikovatelný na všechny typy prostředí. V každém povodí má svoji specifickou hodnotu, která se může lišit podle místa, období a metody měření. Hodnoty se většinou pohybují mezi  $1 - 8 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$  (DeWalle, Rango, 2008).

- Prostorová variabilita: DDF se může značně lišit již na malém prostoru. Je proměnný s expozicí vůči slunečnímu záření – pokles krátkovlnného záření o 20 % znamená snížení DDF o  $1 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$  (Garstka, 1964), závisí na topografických aspektech jako sklon svahu či zastínění.
- Časová variabilita: rychlost tání sněhu závisí na přísunu přímého slunečního záření, které se během sezóny mění a na jeho fyzikálních parametrech a albedu, které se mění během postupné metamorfózy (Hock, 2003).

ovlivňující faktor	Příčina	odezva DDF
roční doba	s pokračující sezónou klesá teplotní deficit sněhové pokrývky a albedo, vzrůstá krátkovlnná radiace a hustota sněhu	s pokračujícím obdobím akumulace a tání sněhu roste DDF
land-use:les/otevřená plocha	zastínění a ochrana proti větru v lesním porostu	DDF nižší a méně proměnný v lese než na otevřené ploše
topografie	rozdílný příjem krátkovlnné radiace a expozice vůči větru	DDF vyšší na jižních svazích a návětrných stranách
míra pokrytí sněhem	rozdílný podíl povodí přispívající odtokem z tání sněhu	DDF se snižuje se zmenšujícím se areálem pokrytí sněhu
albedo	prach na sněhu snižuje albedo	DDF se zvyšuje se snižujícím se albedem
děšť	vysoká vlhkost zvyšuje kondenzaci a déšť dodá sněhové pokrývce teplo, mraky redukují příjem slunečního záření	DDF obecně nižší za deštivých dnů, kdy dominuje pokrytí oblohy oblaky

Tab. 3: Faktory ovlivňující velikost DDF (DeWalle, Rango, 2008)

Martinec (1960, in Bagchi, 1983) měřil hodnoty DDF pro 32 dní během periody 28.1. – 27.4.1958 v oblasti Kvildy na Šumavě. Hodnoty vykazovaly v průběhu sezóny vzestupnou tendenci v rozmezí  $0,8 - 15,8 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$  (Obr. 5).

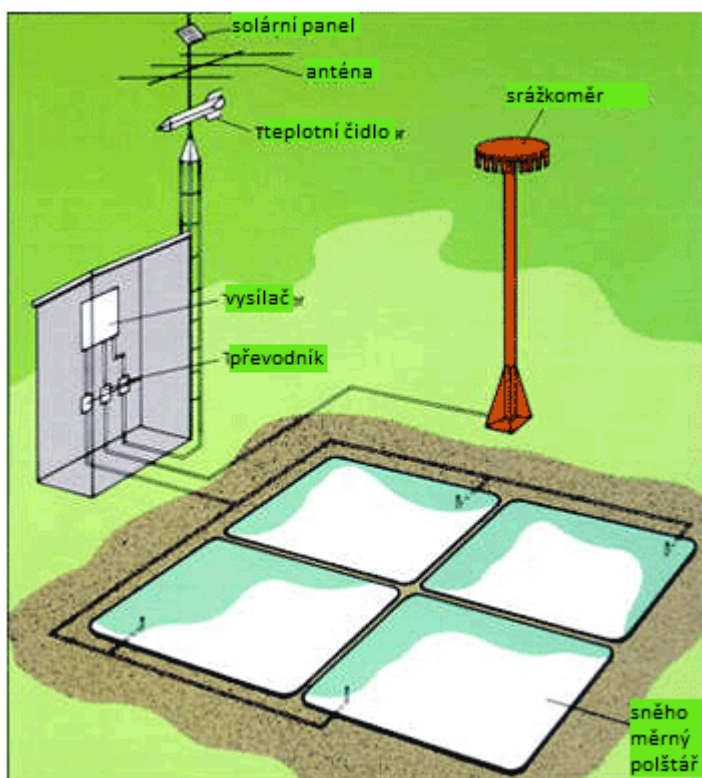


Obr. 5: Vývoj hodnot DDF během zimní sezóny 1958 na Kvildě, Šumava (Martinec, 1960 in Bagchi, 1983, upraveno).

## Metody měření DDF

Bodová metoda pomocí teplot vzduchu a sněhoměrného polštáře.

Sněhoměrný polštář je zařízení na měření SVH. Jedná se o cca 9m<sup>2</sup> velkou železnou schránku obsahující nemrznoucí kapalinu. Hromadící se sníh vyvolává na kapalinu tlak. Váha sněhu je automaticky přepočítávána na SVH. Sněhoměrná stanice je dále vybavena ultrazvukovým čidlem na měření výšky sněhu, teploměrem ve 2m výšky nad zemí a srážkoměrem. Data jsou automaticky posílána na internetový server. Stanice je proto bezobslužná, data můžeme získat i na místech, kam se člověk obtížně dostává (NRSC, 2012).



Obr. 6: Sněhoměrný polštář SNOTEL (NRCS, 2012, upraveno).

Tato metoda může být velmi přesná vzhledem k tomu, že máme přesné informace o teplotě vzduchu a vodní hodnotě sněhu. Měření však reprezentuje pouze 1 bod a nedá se vztáhnout na celé povodí. Může proto sloužit pro porovnání s hodnotami získanými dalšími metodami, nikoliv však jako hodnota, se kterou se dále pracuje v modelech. Tato metoda je vhodná, pokud chceme zjistit vývoj DDF během období tání, jelikož nám jeho změny zaznamenává téměř kontinuálně.

#### Metoda pomocí specifické hustoty sněhu.

Martinec (1977) vyvinul empirický vztah, podle něhož se dá DDF vypočítat:

$$DDF = 11 * \rho_s / \rho_w \quad (4)$$

kde  $\rho_s$  a  $\rho_w$  jsou hustota sněhu a hustota vody. Se sezónním vzrůstem hustoty sněhu roste i teplotní faktor.

Kuusisto (1980) se zabýval rozdílem teplotního indexu mezi zalesněnou a otevřenou plochou:

$$\text{zalesněná plocha:} \quad DDF = 0,0104 \rho_s - 0,070 \quad (5)$$

$$\text{otevřená plocha:} \quad DDF = 0,0196 \rho_s - 0,239 \quad (6)$$

### Metoda pomocí teploty vzduchu a objemu odtoku z povodí

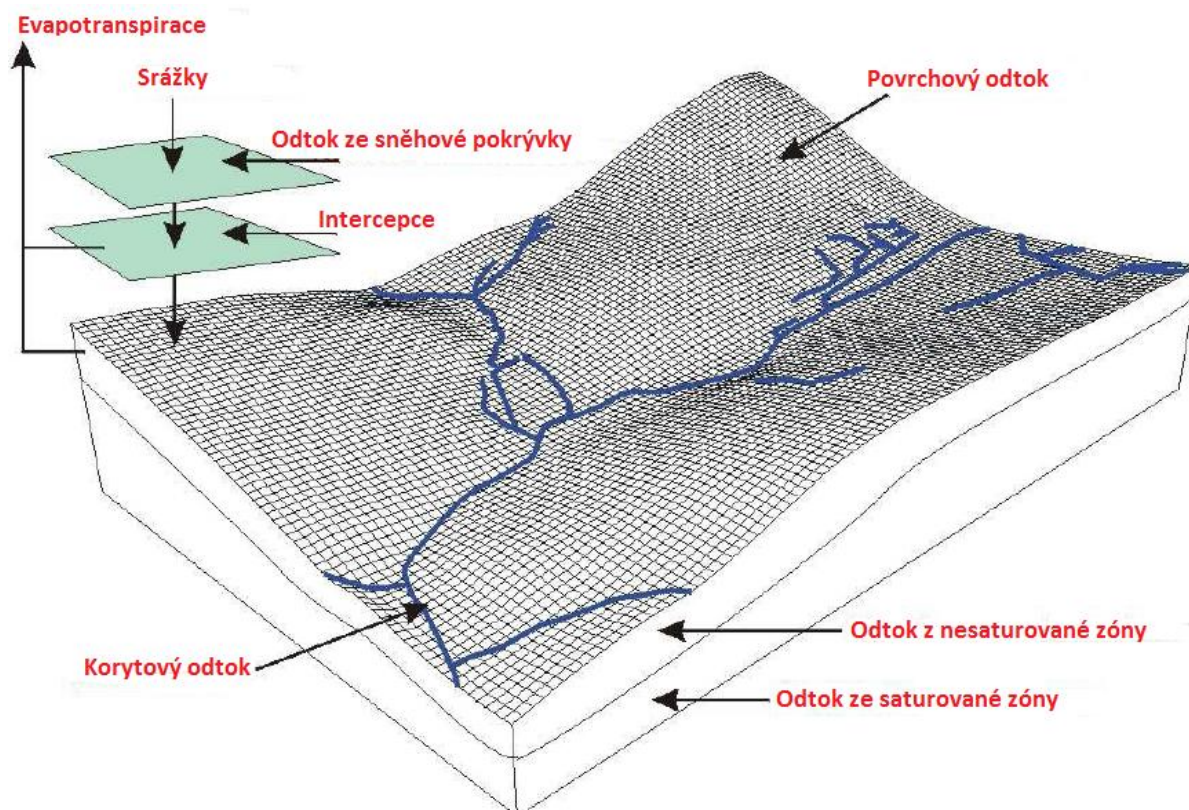
Předpokladem pro použití této metody je, že hlavní zdrojnicí řek v období tání jsou tavné vody. Proto můžeme za určité období určit objem odtoku v závěrovém profilu a teploty vzduchu. Celkový objem rozložíme na plochu povodí a vodní sloupec následně vydělíme součtem průměrných denních teplot za stejné období.

## **2.6 Hydrologické modelování**

### **2.6.1 Úvod**

Matematická reprezentace hydrologických procesů má ve světě dlouhou historii. Hydrologické modely však získaly uznání jako funkční operační nástroj teprve v 70. letech minulého století (*Becker, Serban, 1990*). V dnešní době prochází tento obor díky masivnímu rozvoji výpočetní techniky a informačních technologií velmi dynamickým vývojem, který přinesl nové možnosti ve využívání vodních zdrojů a ochraně proti vodě coby přírodnímu živlu (*Jeníček, 2006*). V dnešní době jsou matematické modely základním kamenem hydrologických simulací a nacházejí využití v širokém spektru problémů operativní hydrologie, vodohospodářství či výzkumu. Jde například o předpovědi průtoků, kvantifikaci vlivu změny land-use na odtok z povodí, plánování v oblasti vodního hospodářství, porozumění hydrologickým procesům a mnoho dalších. Modelování dále umožňuje hodnocení citlivosti hydrologického systému na různé změny, či rozšíření datových záznamů a vyplnění mezer v chybějících datech (*Singh a Singh, 2001*).

Matematický model je zjednodušeným vyjádřením reálného systému. Je definován jako soustava rovnic, reprezentujících odezvu komponent hydrologického systému na změnu hydrometeorologických podmínek (*Arlen, Feldman, 2000*). Hydrologický systém je systém převážně fyzikálních procesů, působící na vstupní proměnné (srážky), jež pak transformuje ve výstupní veličiny (odtok) (*Jeníček, 2006., Singh a Singh, 2001*). Typickou strukturu srážko - odtokového modelu (Obr. 7) tvoří systém nádrží. Hlavními nádržemi jsou srážky, evapotranspirace, povrchový a hypodermický odtok, podzemní a korytový odtok. Pro výpočty procesů probíhajících v jednotlivých nádržích (jejich plnění či drenáž) je použito mnoha rovnic a modelovacích technik (*Jeníček, 2006*).



Obr. 7: Obecná struktura hydrologického modelu (Jeníček, 2006).

### 2.6.2 Použití modelů v praxi

Hydrologické modely se používají ve třech hlavních odvětvích – Operativní hydrologie, vodohospodářský management a věda a výzkum.

Operativní hydrologie pracuje s aktuálně měřenými daty z automatických stanic či meteorologických radarů, které jsou do modelu vkládány automaticky. Prioritou modelu je rychlé zpracování velkého objemu dat. Výsledkem simulace je krátkodobá předpověď průtoku či vodního stavu.

Druhé odvětví zahrnuje protipovodňovou ochranu (přehrady, poldry atd.) a stavbu technických vodních děl jako kanály, mosty, jezy, zavlažovací kanály atd. Modely slouží jako pomocný nástroj pro návrhy těchto staveb.

Posledním odvětvím je věda a výzkum, kde jsou modely využívány k výzkumu a popisu chování jednotlivých komponent srážko - odtokového procesu. Pro tyto účely jsou zakládána experimentální povodí, která doplňují stávající síť měřících stanic. Modely jsou dále vyvíjeny a zdokonalovány (Jeníček, 2006).

### 2.6.3 Srážko - odtokové modelování

Tvar průtokové vlny je ovlivněn dvěma skupinami faktorů, které by pro jeho správnou reprodukci (objem kulminační vlny, kulminační průtok, doba kulminace, atd.) měly být v modelu zahrnuty (*Jeníček, 2009a*):

#### 1. Fyzicko - geografické faktory

- Charakteristika povodí – tvar, velikost, sklon, nadmořská výška, hustota a tvar říční sítě
- Charakteristika infiltrace – land-use a land-cover, půdní typ, geologická stavba, zastoupení jezer, bažin a jiných zásobáren vody
- Charakteristiky koryta – příčný profil, drsnost, kapacita, sklon

#### 2. Klimatické faktory

- Charakteristiky srážkové události – typ srážek, intenzita, trvání, rozsah a směr pohybu srážek
- předchozí nasycení půdy
- evapotranspirace

### 2.6.4 Klasifikace modelů

Během dlouhého vývoje vzniklo mnoho různých druhů modelů, které bylo nutné rozčlenit do skupin podle jejich využitelnosti. Modely se využívají pro různý účel aplikace, typy systémů a hydrologických procesů, které jsou simulovány. Mají odlišné prostorové a časové rozlišení a různý vztah mezi příčinou a důsledkem. Kategorizací se zabývá mnoho autorů, v této práci je použito rozdělení dle WMO, popsané Beckerem a Serbanem (1990).

Dělení dle stupně kauzality (vztah příčiny a důsledku):

- Deterministický
- Stochastický

Deterministické modely jsou popsány vztahem vstupních veličin (závislých proměnných) a výstupních veličin (nezávislých proměnných). Daný vstup produkuje vždy jeden konkrétní výstup. Model nepočítá s faktorem náhody. Stochastický, neboli pravděpodobnostní model neobsahuje vazbu mezi příčinou a důsledkem a je ovlivněn alespoň malou mírou náhody.



Jeden vstup produkuje rozpětí výstupů, které mohou nastat s různou pravděpodobností. Všechny modely zahrnuté v HEC-HMS jsou deterministické (*Feldman, 2000*).

Dělení dle prostorového rozlišení:

- Lumped (celistvé) modely
- Distribuované modely
- Semidistribuované modely

V distribuovaném modelu jsou procesy funkcí prostoru a času. Model je rozdělen pravidelnou sítí (gridem) a výpočty probíhají v každé buňce gridu samostatně. V celistvém modelu jsou prostorové aspekty vystiženy pouze částečně, díky rozdělení povodí na dílčí celky (subpovodí), pro které jsou hodnoty parametrů zprůměrovány. Odtokové procesy odehrávající se na dílčím povodí jsou vztaženy k jednomu bodu, většinou závěrovému profilu. Vstupní data jsou také průměrem za dílčí povodí, uvažováno je pouze časové měřítko. Přechodem mezi výše popsanými typy je semidistribuovaný model, který povodí dělí na dílčí subpovodí na základě společných charakteristik jako vegetace, půdní typ, nadmořská výška, atd. aby vznikly prostorově co nejvíce homogenní jednotky. HEC-HMS zahrnuje převážně modely s celistvým přístupem, avšak v průběhu vývoje jsou přidávány modely distribuované (*Feldman, 2000*).

Klasifikace dle míry zohlednění fyzikálních zákonů popisujících S-O proces.

- Empirické modely
- Koncepční modely

Koncepční modely jsou založeny na znalostech fyzikálních, biologických a chemických procesů, které působí během transformace vstupních veličin na výstupní. Empirický model je postaven na základě dlouhodobého pozorování příčiny a důsledku. Proces transformace srážek na odtok není v modelu podchycen fyzikálními zákony. V modelu HEC-HMS najdeme oba přístupy (*Feldman, 2000*).

Rozdělení dle časového rozlišení:

- Událostní (*event*) model
- Kontinuální (*continuous*) model

Událostní modely jsou používány k modelování jednotlivé extrémní události. Jejich časové rozlišení bývá v řádu hodin až několika dnů. Zaměřují se na modelování povrchového či přímého odtoku během krátkých srážkových událostí. Bazální odtok hraje minimální roli. Základním problémem je správné zadání počátečních podmínek, jako je nasycení půdy a následné ztráty srážek. Hraniční podmínky jsou většinou statisticky generovaná srážková událost, která je nejprve transformována na efektivní srážky a následně na přímý odtok.

Kontinuální modely simulují srážko - odtokové procesy během delšího (i víceletého) časového období. Předpovídají odezvu povodí během srážkových událostí i mezi nimi. Proto je nutné brát v úvahu všechny komponenty hydrologického cyklu, které mají na S - O procesy vliv. Zahrnuty jsou například podzemní složka odtoku, evapotranspirace či komponenta sněhové pokrývky (*Becker, Serban, 1990*). Většina modelů zahrnutých v programu HEC-HMS je událostních. Pro modelování odtoku ze sněhové pokrývky se však využívá kontinuální přístup (*Feldman, 2000*).

## **2.7 Program HEC-HMS**

Program HEC-HMS (Hydrologic Engineering Centre – Hydrologic Modeling System) je americký model pro simulování S-O procesů. Je vyvíjen od 60. let v Hydrologic Engineering Centre pro US Army Corps of Engineers (USACE). Jeho předností je široká využitelnost v různých geografických oblastech pro řešení velkého rozpětí hydrologických problémů. Program se dá využít na povodí různých velikostí. Nejčastější využití nachází při odhadu zásob vody v povodí, předpovědi průtoků, odtoku z urbanizovaných oblastí, odhadu budoucího vlivu urbanizace, snižování následků povodní, návrhu přehradních nádrží atd. Další nespornou výhodou programu je jeho bezplatná dostupnost na internetu (*USACE HEC, 2012*).

### **2.7.1 Struktura modelu**

Program HEC-HMS má typickou strukturu matematického hydrologického modelu, popsanou v kap. 2.6. Podrobně je popsána v manuálech programu (*Feldman, 2000; Schaffenberg a Fleming, 2010; Ford, et al., 2008*).

Hydrologická struktura povodí je fyzicky reprezentována schematickým modelem povodí (*Basin model*). Jednotlivé hydrologické prvky jsou mezi sebou propojeny stromovou strukturou, aby mohly být S-O procesy správně simulovány. Výpočty probíhají od prvků v horní části povodí a pokračují po směru toku. Basin model obsahuje 7 různých prvků, které mohou být do stromové struktury zahrnuty: subpovodí (*subbasin*), tok (*reach*), soutok (*junction*), zdroj (*source*), odběr (*sink*), nádrž (*reservoir*) a rozvodí (*diversion*) (*Schaffenberg, Fleming, 2010*).

Procesy odehrávající se v povodí jsou v modelu organizovány do šesti hlavních komponent. Program HEC-HMS používá zvláštní model pro reprezentaci každé komponenty S-O procesu. Přehled komponent a modelovacích technik je shrnut v Tab. 4. a Tab. 5 (*Ford et al., 2008*).

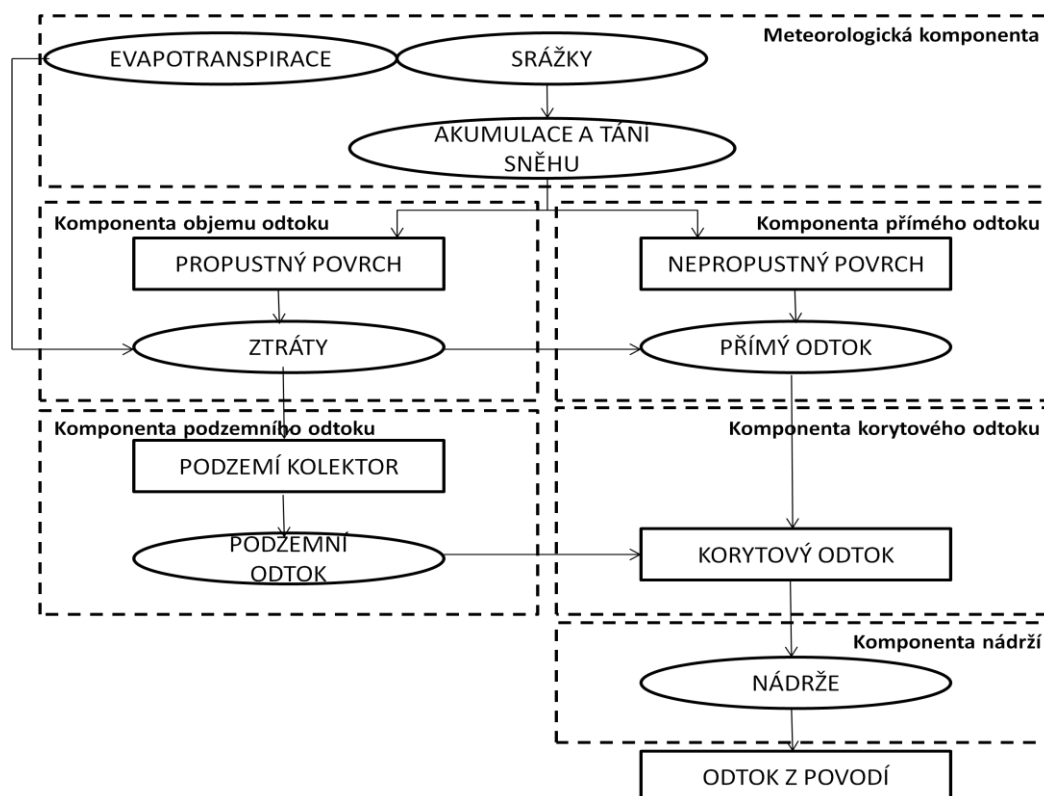
- Meteorologická komponenta (*Meteorological component*) popisuje prostorové a časové rozložení srážek a evapotranspirace. Zde je zahrnuta i akumulace a tání sněhové pokrývky.
- Komponenta objemu odtoku (*Runoff-volume component*) počítá objem odtoku pomocí ztrát. Vstupními daty jsou srážky. Ty podléhají ztrátám ve formě intercepce, evapotranspirace a infiltrace. Objem odtoku je tvořen tzv. efektivními srážkami, to znamená srážkami, které nejsou spotřebovány na výše popsané ztráty
- Komponenta přímého odtoku (*Direct flow component*) popisuje proces transformace efektivních srážek na přímý, tzn. povrchový a rychlý podpovrchový odtok.
- Komponenta podzemního odtoku (*Baseflow component*) simuluje pomalý podzemní odtok z modelovaného hydrologického systému do koryta toku.
- Komponenta korytového odtoku (*Chanel routing component*) modeluje proces pohybu vody v korytě. Předpovídá časové řady průtoku v závěrovém profilu, rychlost proudění vody či výšku hladiny.
- Komponenta nádrží (*Reservoir component*) modeluje vliv umělých i přírodních nádrží (přehradní nádrže, suché poldry, jezera, rybníky, mokřady aj.) na S-O procesy odehrávající se v povodí (*Cunderlik, Simonovic, 2004*).

meteorologická komponenta		
srážky	evapotranspirace	tání sněhu
User-specified hyetograph	Monthly Average	Temperature Index
User-specified gage weighting	Priestly-Taylor	Gridded Temperature Index
Inverse-distance-squared gage weighting	Gridded Priestly-Taylor	
Gridded precipitation		
Frequency-based hypothetical storms		
SCS Hypothetical storm		

Tab. 4: Přehled modelů zahrnutých v programu HEC-HMS (Ford, et al., 2008).

komponenta objemu odtoku	komponenta přímého odtoku	komponenta podzemního odtoku	komponenta korytového odtoku
Initial and constant rate	User-specified UH	Constant monthly	Kinematic wave
SCS curve number (CN)	Clark's UH	Exponential recession	Lag
Gridded SCS CN	Snyder's UH	Linear reservoir	Modified Puls
Green and Ampt	SCS UH	Nonlinear Boussinesq	Muskingum
Exponential	ModClark		Muskingum-Cunge Standard Section
Smith Parlange	Kinematic wave		Muskingum-Cunge 8-point Section
Deficit and constant rate	User-specified S-graph		Confluence
Gridded deficit and constant rate			
Soil moisture accounting (SMA)			
Gridded SMA			

Tab. 5: Přehled modelů zahrnutých v programu HEC-HMS (Ford, et al., 2008).



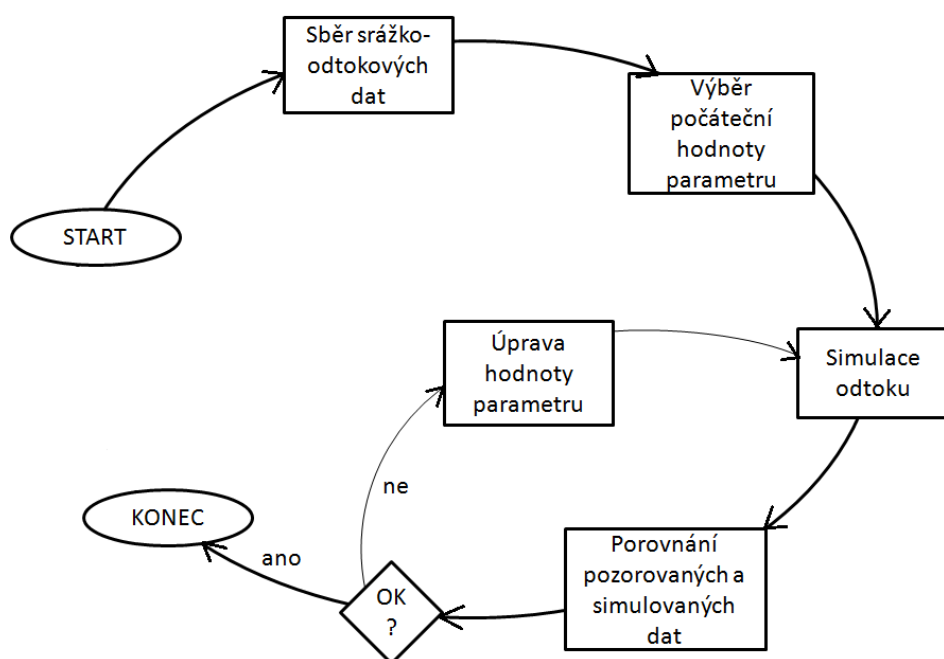
Obr. 8: Srážko-odtokové procesy zahrnuté v modelu HEC-HMS (Cunderlik, Simonovic, 2004, upraveno)

Samotný simulační běh je tvořen kombinací meteorologického modelu, kde jsou zadány časové řady vstupních dat (srážky, teploty) a basin modelu, který pomocí výše popsaných komponent a modelovacích metod transformuje vstupní data na výstupní hydrogram. Jednou z klíčových částí modelu je určení časového rozpětí simulace pomocí komponenty *Control specifications*, která řídí počátek, časový krok a konec simulace. Výsledky simulace zahrnují informace o průtoku v závěrovém profilu povodí (kulminační průtok, výška hladiny při kulminaci, celkový objem průtokové vlny atd.). Výsledky jsou zpracovány graficky i formou časových řad (Feldman, 2000).

### 2.7.2 Proces kalibrace a verifikace modelu

Každý model zahrnutý v programu HEC-HMS obsahuje parametry, jejichž hodnoty musí být pro odhad odtoku a generování výsledného hydrogramu správně specifikovány. Hodnoty parametrů jsou zjišťovány na základě znalosti vlastností povodí a říční sítě či přímo měřeními v terénu. Obecně však platí, že parametry nelze určit se stoprocentní přesností (Beven, 2001) a některé parametry nelze těmito způsoby zjistit vůbec. Můžeme je pouze

odhadnout na základě literatury či vyvinuté metodiky. Studie založené na použití co nejpřesnějších sérií parametrů uvádějí, že výsledky simulací nebyly uspokojivé a bylo nutné navzdory mimořádné přesnosti měření hodnoty parametrů optimalizovat (Bárdossy, 2007; Loague, Kyriakidis, 1997; Beven, 1984). Existují dva hlavní důvody, proč nemohou modelové simulace nikdy přesně vystihnout reálné procesy: 1) prostorové měřítko modelu je vždy menší než reálná variabilita parametru. Například infiltraci můžeme měřit v prostorovém kroku  $100\text{ m}^2$ , zatímco reálně se mění na prostoru  $1\text{ m}^2$ . 2) časové měřítko žádného modelu taktéž nevystihuje reálnou časovou proměnlivost procesů. Z výše popsaných důvodů vyžaduje každý model alespoň minimální kalibraci. Samotný proces je značně složitou a časově náročnou záležitostí. Kalibrací se rozumí nalezení optimálních hodnot parametrů pomocí soustavného porovnávání výsledků simulací s pozorovanými řadami k dosažení co nejlepší shody (Beven, 2001). Ve srážko – odtokovém modelu známe vstupní data, pozorované hydrometeorologické časové řady a výstupní data, jim odpovídající pozorované hydrogramy a dopočítáváme hodnoty hledaných parametrů. Proces kalibrace je schematicky znázorněn na Obr. 9. Nejprve spustíme program s počáteční odhadnutou hodnotou parametru a výslednou simulaci porovnáme s pozorovanými průtoky. Pokud simulované průtoky neodpovídají v uspokojivé míře pozorovaným průtokům, HEC-HMS systematicky hodnotu parametru upravuje, dokud nedojde k dostatečné shodě. Výsledná hodnota parametru poté může být použita pro výpočty průtoků (Feldman, 2000). Model HEC – HMS umožňuje jak automatickou, tak manuální kalibraci. V obou případech musí být nejprve udány okrajové podmínky, tedy rozsah hodnot, kterých může daný parametr nabývat.



Obr. 9: Schéma procesu kalibrace (Feldman, 2000, upraveno).

Ze zkušeností mnoha studií je patrné, že pro získání optimální sady parametrů u nejjednodušších modelů je třeba porovnání simulací s minimálně 15 – 20 pozorovanými hydrogramy (Gupta, Sorooshian, 1985; Yapo et al., 1996). Předtím, než začneme model se sadou optimalizovaných parametrů používat v praxi, musí být verifikován na proběhlých událostech, které nebyly použity pro proces kalibrace. Shoda pozorovaných a simulovaných hydrogramů se hodnotí na základě několika objektivních kritérií, které dle různých algoritmů číselně vyjadřují chybu simulace. Nejčastěji používanými kritérii jsou (Jeníček, 2009a):

- relativní chyba kulminace MF

$$MF = \frac{\max Q_i^{sim} - \max Q_i^{skut}}{\max Q_i^{skut}} \quad (7)$$

- relativní objemová chyba VE

$$VE = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i^{sim} - Q_i^{skut})}{\sum_{i=1}^n Q_i^{skut}} \quad (8)$$

- suma absolutních či středních kvadratických odchylek

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_i^{sim} - Q_i^{skut})^2} \quad (9)$$

- koeficient variace PE

$$PE = \frac{\frac{\sum_{i=1}^n (Q_i^{skut} - Q_i^{sim})^2}{n}}{\bar{Q}^{skut}} \quad (10)$$

PE	shoda
0,0 - 0,15	velmi dobrá
0,15 - 0,3	dobrá
0,3 - 0,4	uspokojivá

- chyba času kulminace
- kritérium Nash-Sutcliffe

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i^{skut} - Q_i^{sim})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i^{skut} - \bar{Q}^{skut})^2} \quad (11)$$

E	shoda
1	absolutní
> 0,5	uspokojivá
< 0	lepší shodu vykazuje průměrná pozorovaná hodnota

$Q_i^{skut}$  je i-tá pořadnice skutečného průtoku,  $Q_i^{sim}$  je i-tá pořadnice simulovaného průtoku,  $n$  je počet hodnot a  $\bar{Q}^{skut}$  je skutečný průměrný průtok.



### 3. FG CHARAKTERISTIKA POVODÍ PTAČÍHO POTOKA

Fyzicko - geografická charakteristika pramenné oblasti Vydry i povodí Ptačího potoka byla již podrobně popsána v rámci diplomové práce Pospíšila (2009), v diplomové práci Čurdy (2009) a nyní je znovu zpracovávána v bakalářské práci Fialové. Proto zde budou pouze stručně uvedeny nejdůležitější charakteristiky povodí.

#### 3.1 Lokalizace zájmového území

Zájmové území je situováno v centrální části Šumavy na hranicích s Bavorskem nedaleko obce Modrava. Ptačí potok je tokem 6. řádu a levostranným přítokem Modravského potoka. Soutokem Modravského a Roklanského potoka v obci Modrava vzniká řeka Vydra, která se po 12 km na soutoku s Křemelnou mění v Otavu. Závěrový profil povodí tvoří hladinoměr na soutoku Ptačího potoka s Mokrůvkou. Od hladinoměru vede orograficky vymezená rozvodnice na JV těsně pod vrchol Černé hory do výšky 1 315 m n. m., dále se stáčí na JZ, kde protíná Mrtvý vrch (1 254 m n. m.) a pokračuje na nejvyšší kótu v povodí, vrchol Malé Mokrůvky (1 300 m n. m.). Odtud se stáčí zpět k hladinoměru. Území je součástí NP Šumava a na straně SRN, kam zčásti zasahuje navazujícího National Park Bayerischer Wald.



Obr. 10: Povodí Ptačího potoka (Mapy.cz)

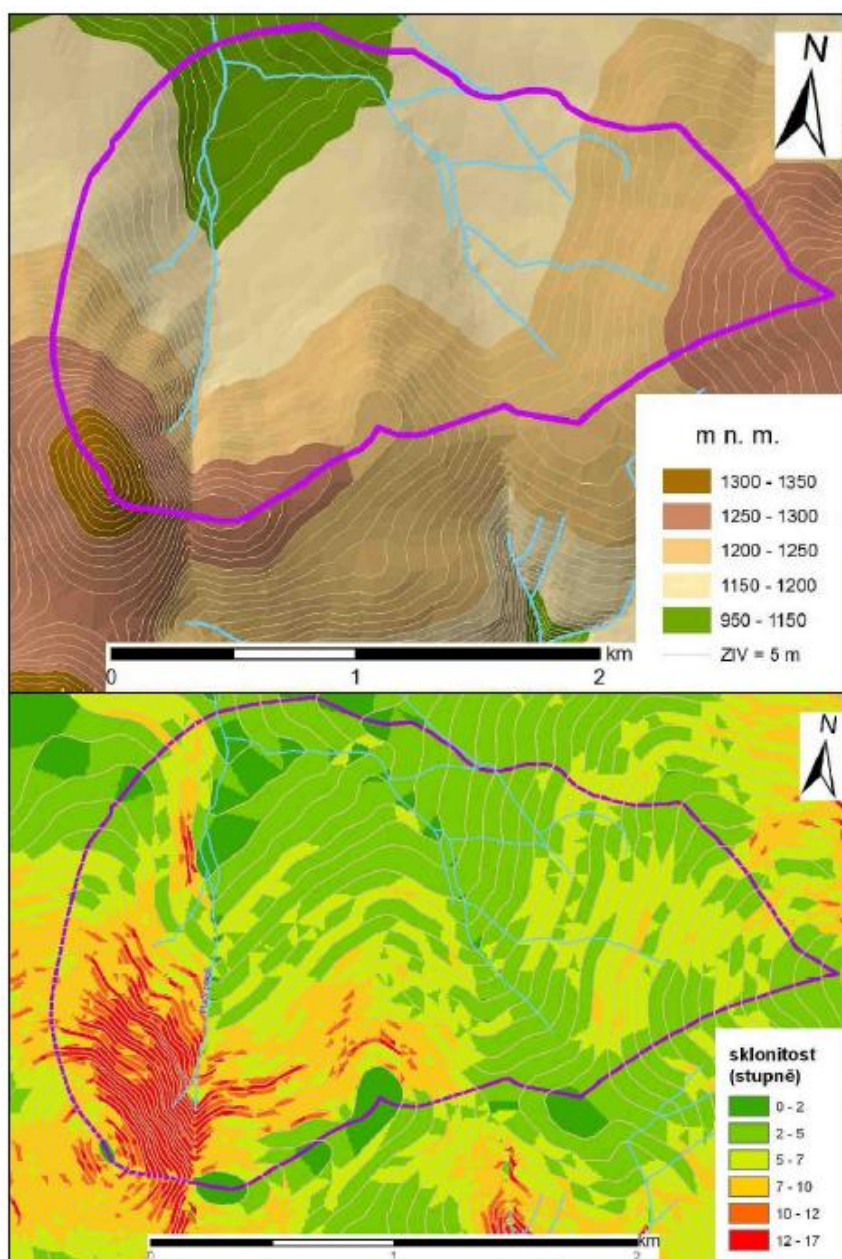
### 3.2 Geologické a geomorfologické poměry

Geologický a geomorfologický vývoj Šumavy je velice pestrý a je možno ho sledovat přibližně od konce Variského vrásnění, tedy od konce prvohor. Z geomorfologického hlediska můžeme rozlišit 3 hlavní etapy. První z nich jsou právě starší prvohory, kdy byla oblast Šumavy pravděpodobně součástí oblouku ostrovů, lemující jižní okraj severoevropské pevniny a nově vznikající variskou prohlubeň. V období variského vrásnění došlo k vyvrásnění již metamorfovaných sedimentů nahromaděných v této hlubokomořské depresi a tím ke vzniku pásemného pohoří. Pokles teploty v zemské kůře na konci prvohor znamená definitivní konsolidaci a počátek suchozemského vývoje oblasti. Následovaly milióny let denudačních pochodů. Druhá etapa skončila koncem druhohor a měla za následek vznik zarovnaného povrchu ve výšce 150 – 250 m n. m. Bazální zbytky zvětralinového pláště této paroviny se zachovaly v mocnosti až 30 m na mnoha místech Šumavy. Vlivem následujících netektonických deformací je můžeme nalézt v různých nadmořských výškách od 400 m n. m. a po vrcholové partie pohoří. Třetí etapa vývoje započala v oligocénu (koncem starších třetihor) a je charakterizována vyklenutím starého zarovnaného povrchu (šumavská megaantiklinála). Orogenetické pohyby, které následovaly od konce třetihor a dle nivelizačních měření jsou aktivní dodnes, měly za následek vznik dnešního charakteru povrchu Šumavy (*Chábera, 1987*).

Povodí Vydry, náležící geomorfologickému podcelku Šumavské pláň, se nalézá v nejvyšších partiích pohoří a má charakter náhorní plošiny tvořené zarovnaným povrchem v nadmořské výšce nad 1000 m n. m. Nad něj vyčnívají do výše přes 1300 m. n. m. oblé vrcholky. Údolí jsou mělká a otevřená a vyplňují je často rašeliniště (*Kočárek, 2005*).

Z geologického hlediska leží zájmové území v oblasti šumavského moldanubika, které je zde reprezentováno několika většími granitovými intruzemi a množstvím dalších drobnějších těles. Hlavními horninami jsou především svory s navazujícími rulami a muskoviticko – biotitickými pararulami. Dále se zde vzácně vyskytují vločky kvarcitů a krystalických vápenců). Hlavními minerály jsou křemen, muskovit, biotit a granáty.

Povodí Ptačího je lokalizováno v pramenné oblasti řeky Vydry, nalézá se tedy v nejvyšších partiích plání v oblasti Malé Mokrůvky a Černé hory. Poloha mezi dvěma významnými vrcholy určuje svažitý charakter povodí. Maximální vertikální rozdíl povodí činí 201 m, průměrný sklon je 9°. Výškové a sklonitostní charakteristiky povodí jsou znázorněny na Obr. 11.



Obr. 11: Výškové a sklonitostní poměry povodí Ptačího potoka (Pospíšil, 2009).

### 3.3 Půdní poměry

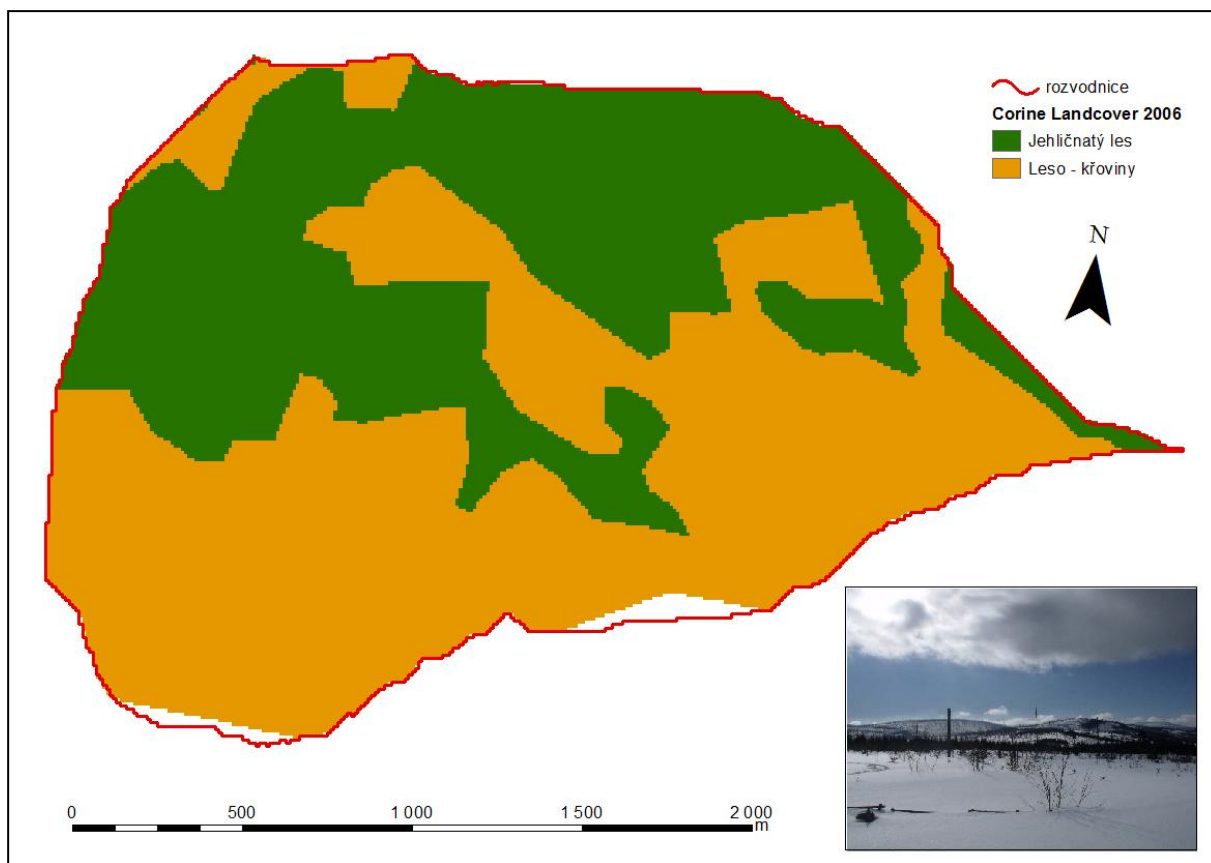
Půda hraje u srážko – odtokových charakteristik povodí velmi významnou roli, zejména v souvislosti s infiltrací. Svými vlastnostmi tak ovlivňuje přechod mezi povrchovým a podzemním odtokem (Netopil, et al. 1984). Základní půdní skupinou Šumavy jsou hnědé půdy, které se vyznačují výraznou výškovou pásmovitostí. Se zvyšující se nadmořskou výškou roste jejich kyselost a stoupá i stupeň podzolizace (Chábera, 1987). V povodí Modravského potoka se navíc vyskytují hydromorfní a organogenní půdy plochých a akumulčních poloh.

Mezi hlavní charakteristiky oblasti patří velká kontrastnost půdních typů a jejich vyšší heterogenita jako důsledek rozdílné svažitosti. Půdy mají většinou nízký stupeň vývoje s mělkým profilem (do 60 cm) s hlavní kategorií skeletovitosti 25-50 %, který ostře přechází do matečné horniny. Hlavní půdní jednotky nalézající na území obce Modrava jsou především kryptopodzoly a podzoly, kambizemně, luvisoly na svazích přes 12°, gleje a pseudogleje (*Daněk, 2004*).

### **3.4 Vegetace a krajinný pokryv**

Vegetační kryt je důležitým faktorem, který může ovlivňovat srážko – odtokový charakter povodí. Především vysoká intercepce jehličnatých lesů, které povodí z větší části pokrývají, působí jako významný tlumící faktor, který při normálním typu srážek výrazně modifikuje bilanci odtoku směrem k navýšení retenční schopnosti povodí. Dalším tlumícím faktorem je vysoká schopnost nadložního humusu přijímat vodu a celkově vysoká evapotranspirace lesních porostů. Takto pozitivně hodnocené vlastnosti se však exponenciálně mění s délkou a intenzitou srážek a v určitém stupni nasycení pedo i biosféry se již neprojevují (*Šefrna, 2004*). V povodí Ptačího potoka navíc mohou být tyto charakteristiky ovlivněny kůrovcovou kalamitou, která povodí v posledních letech postihla. Horní partie povodí tvoří obnovující se kůrovcový les a napadených stromů přibývá i ve vzrostlém lese v dolní části povodí. Vegetační kryt významným způsobem ovlivňuje i akumulaci a tání sněhové pokrývky. Touto problematikou se na KFGG PŘF UK zabýval například *Jeníček (2009b)*, *Fliegl (2009)* či *Podzimek (2009)*.

Podle map Corine Landcover 2006 je vegetační kryt Ptačího potoka značně jednotvárný (Obr. 12). Povodí je rozděleno zhruba na dvě poloviny. Horní partie jsou tvořeny kategorií 324 „Leso – křoviny“ a jedná se o pozůstatky vzrostlých stromů zničených kůrovcem a nové porosty mladých smrků. Dolní polovina povodí je tvořena kategorií 312 „Jehličnaté lesy“ a jedná se o nepůvodní smrkové porosty. Lesnatost povodí, počítáme – li pouze kategorii 312, je 53,2 %.



Obr. 12: Vegetační kryt Ptačího koryta dle Corine Landcover 2006, foto z vrcholové partie povodí.

### 3.5 Klimatické poměry

Klimatické poměry hrají jednu z nejdůležitějších rolí při hodnocení vlivu sněhové pokrývky na srážko – odtokové podmínky povodí. Nejdůležitějšími charakteristikami je zejména chod teplot vzduchu a srážkové poměry oblasti. Dle klimatického členění náleží povodí Ptačího potoka do chladné oblasti C5 a C6. Podrobné charakteristiky těchto oblastí jsou zpracovány v práci Čurdy (2009) dle Atlasu Podnebí (Tolasz, 2007).

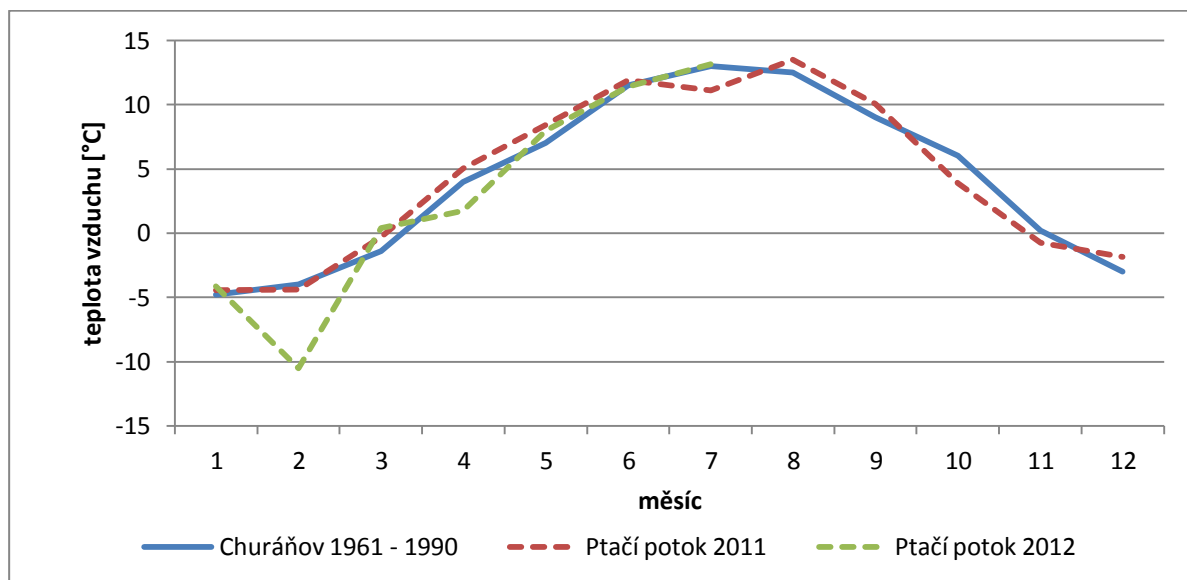
#### 3.5.1 Charakteristika teploty vzduchu

Povodí Ptačího potoka patří k otevřeným plochám vrcholových partií Šumavy. Díky poloze v nadmořské výšce přes 1 100 m n. m. a charakteru povrchu se řadí k nejchladnějším místům České republiky. Hlavní charakteristiky oblasti dle Atlasu České republiky (Tolasz, 2007) jsou shrnuty v Tab. 6. Dny s výskytem teplot vzduchu pod bodem mrazu se obvykle vyskytují od konce září do konce května. Ledové dny a tedy příhodné podmínky pro akumulaci sněhu jsou obvyklé od listopadu do začátku dubna. Zima zde tedy fakticky trvá až

pět měsíců. Na Obr. 13 jsou uvedeny dlouhodobé průměrné měsíční teploty ze stanice Churáňov za období 1961 - 1990 (data ČHMÚ) a průměrné měsíční teploty na povodí Ptačího potoka pro modelované období (data KFGG PřF UK a KVHEM FŽP ČZU).

měsíc	teplota vzduchu °C	průměrné roční teplotní charakteristiky	
leden	-5,5	letní dni	0-10
únor	-4	tropické dni	0-1
březen	-1	ledové dni	60-70
duben	3	mrazové dni	180-200
květen	8	arktické dni	4
červen	11	dni bez mrazu	160-180
červenec	12,5		
srpen	12		
září	9		
říjen	5		
listopad	-1		
prosinec	-5		

Tab. 6: Teplotní charakteristiky povodí Ptačího potoka podle Atlasu Podnebí (Tolasz, 2007).



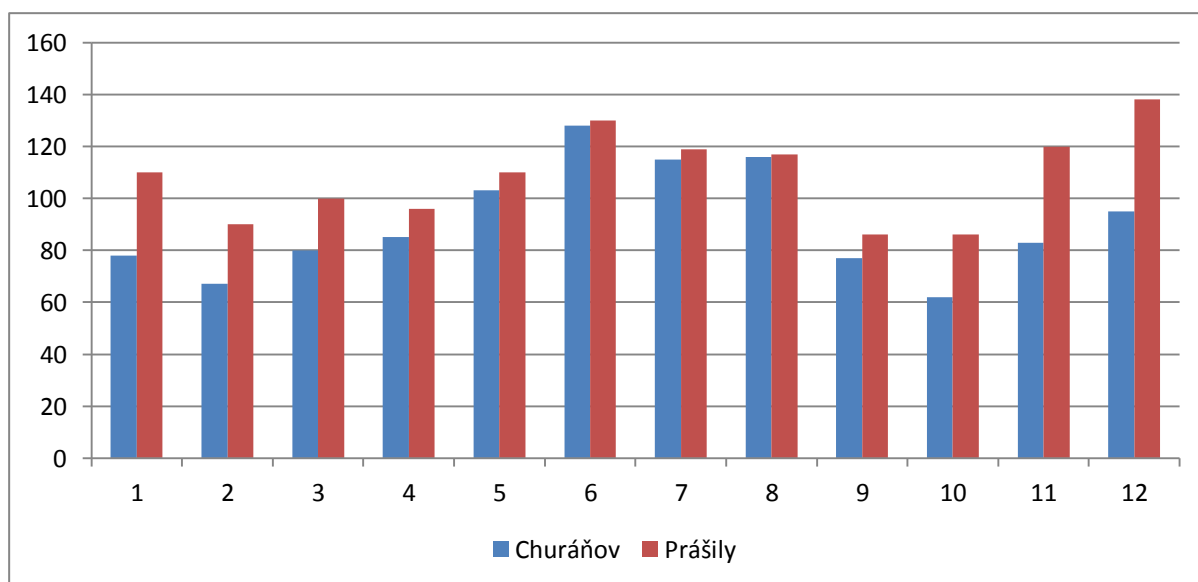
Obr. 13: Průměrná měsíční teplota vzduchu na stanici Churáňov za období 1961 – 1990 (modrá) a na Ptačím potoce v roce 2011 (červená) a 2012 (zelená) (data ČHMÚ, KSGG PřF UK, KVHEM FŽP ČZU)



### 3.5.2 Charakteristika úhrnů a rozložení srážek

Pohraniční pásmo Šumavy, a tedy i zájmové území, má při převládajícím JZ a Z proudění charakter návětrné strany. V kombinaci s orografickým zvýšením úhrnů srážek se jedná o nejdeštivější oblast Šumavy a jednu z nejvlhčích oblastí i v rámci celé České republiky. V atlase podnebí (*Tolasz, 2007*) náleží povodí Ptačího potoka do nejdeštivější kategorie s úhrny přes  $1\,200\text{ mm.rok}^{-1}$ . V zimním období pravděpodobně spadne v oblasti největší podíl ročního úhrnu srážek. Toto tvrzení vychází z údajů v Atlase podnebí (*Tolasz, 2007*), který uvádí 300 – 400 mm i z pozorování na nedaleké meteorologické stanici Březník. Průměrný měsíční chod srážek může nastínit Obr. 14, kde jsou znázorněny údaje ze stanic ČHMÚ Churáňov a Prášíly. Obě stanice leží na závětrné straně vůči převládajícímu proudění. Stanice v Prášilech, která má z obou návětrnější charakter však již vykazuje zimní maxima (*Pospíšil, 2009*). Na Obr. 15 jsou znázorněny měsíční úhrny srážek za rok 2011 na stanicích ČHMÚ Horská Kvilda, Prášíly a Filipova Huť. Hlavní srážkové charakteristiky povodí jsou shrnuty v

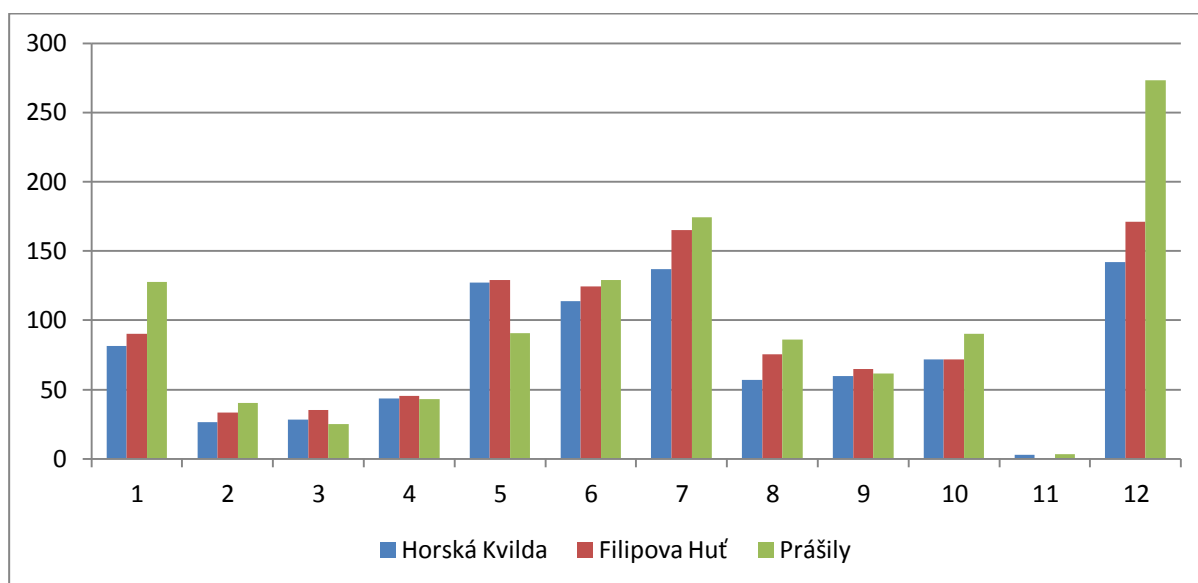
Tab. 7. Z údajů o sněžení je patrná značná délka a intenzita zimního období. První a poslední výskyt sněhové pokrývky se obvykle vyskytuje od druhé poloviny října do počátku května.



Obr. 14: Průměrné měsíční úhrny srážek za období 1961 – 1990 (*Kubíček 2006 in Pospíšil, 2009, upraveno*).

Průměrné roční srážkové charakteristiky	
srážkové dni s úhrnem >1mm	140-160
jednodenní absolutní maximum srážek	101-120 mm
datum prvního sněžení	20.9.
datum posledního sněžení	31.5.
dni se sněhovou pokrývkou >10 cm	130-160
dni se sněhovou pokrývkou >100 cm	50-70
sezónní maxima SVH	300-400 mm

Tab. 7: Průměrné roční srážkové charakteristiky (Tolasz, 2007).



Obr. 15: Měsíční úhrny srážek za rok 2011. (ČHMÚ, 2012)

### 3.6 Hydrografická charakteristika

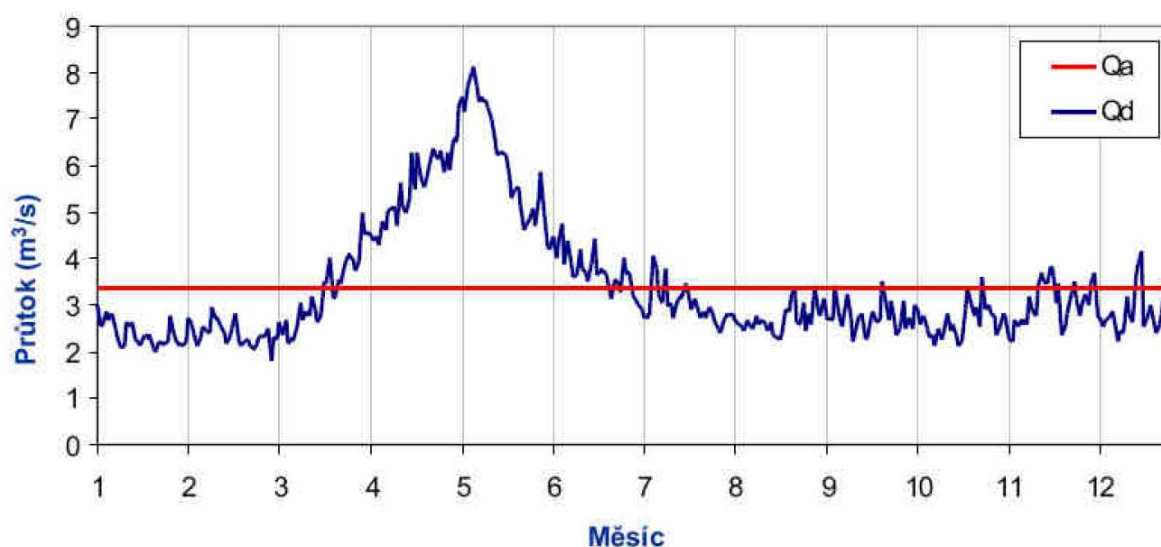
Povodí Ptačího potoka má číslo hydrologického pořadí 1-08-01-022/0. Experimentální povodí zaujímá 74 % celkové plochy. Hlavní charakteristiky Ptačího potoka jsou uvedeny v Tab. 8. Za pramen je považována Mokrůvka, západní přítok vznikající pod vrcholem Malé Mokrůvky. Delší a vodnatější je však přítok z úpatí Černé hory (Pospíšil, 2009).



plocha povodí	4,09 km <sup>2</sup>
délka rozvodnice	8,64 km
nejvyšší kóta povodí	1330 m n. m.
nejnižší kóta povodí	1135 m n. m.
průměrná výška povodí	1242 m n. m.
maximální sklon povodí	17 °
průměrný sklon povodí	9°
úhrnná délka toků	7,99 km
Hustota říční sítě	1,95 km.km <sup>-2</sup>

Tab. 8: Základní charakteristiky povodí Ptačího potoka

Charakteristika odtokového režimu je znázorněna na grafu průměrného ročního chodu denních průtoků ze stanice ČHMÚ Vydra – Modrava z let 1930 – 2006 (Obr. 16). Patrné je výrazné maximum v období jarního tání sněhu. Data Katedry fyzické geografie a geoekologie, která instalovala v létě 2006 hladinoměr přímo v závěrovém profilu modelového povodí, vykazují podobný charakter. Je zde však patrná rychlá reakce povodí na letní srážkové události, reprezentovaná jednotlivými kulminačními průtoky, které jsou v téměř osmdesátiletém průměru stanice ČHMÚ zhlazeny.



Obr. 16: Průměrné denní průtoky v období 1930 – 2006 (Vydra – Modrava) (data ČHMÚ, zpracoval Čurda, 2007).

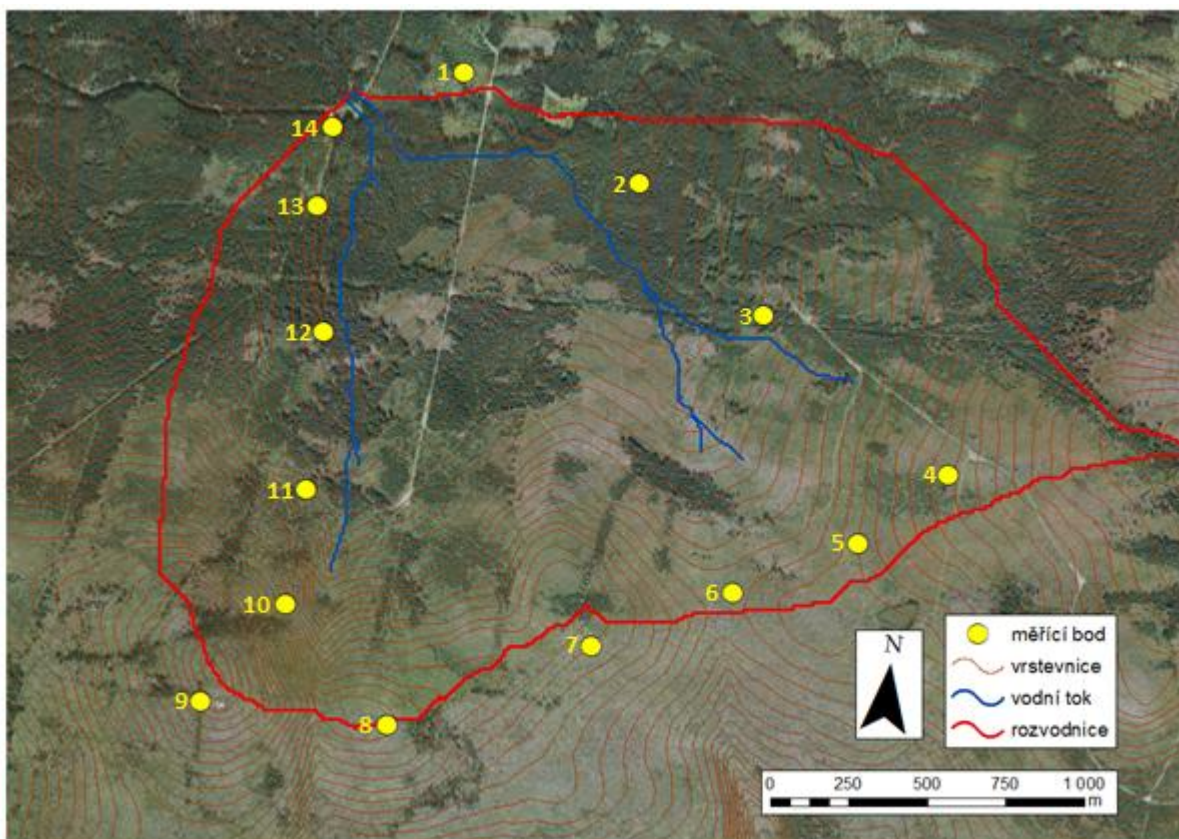
## **4. MATERIÁL A METODY**

### **4.1 Metodika monitoringu a zpracování dat sněhové pokrývky**

Pro modelování odtoku ze sněhu je nutné znát proces akumulace a tání sněhu na povodí během zkoumaného období. Za tímto účelem byla v zimních sezónách 2011 a 2012 provedena řada sněhoměrných kampaní pro zjištění stavu sněhové pokrývky a jejího vývoje. V povodí byly určeny měřicí body, kde se zjišťovala výška a vodní hodnota sněhu. Hustota a rozmístění bodů bylo zvoleno dle následujících kritérií:

- časové kritérium – všechny body musí být změřeny během jednoho dne z důvodu zajištění stejných podmínek během měření a z důvodu co nejefektivnějšího využití časových i finančních prostředků, které mají terénní pracovníci k dispozici.
- prostorové kritérium – povodí by mělo být při zvoleném počtu bodů co nejrovnoměrněji pokryto, aby změřené hodnoty co nejlépe vystihovaly skutečné prostorové rozložení sněhové pokrývky. Na rozmístění bodů závisí přesnost následné plošné interpolace.

Dle těchto kritérií bylo zvoleno 14 bodů. 5 z nich je rozmístěno podél upravené běžkařské trasy od Ptačí nádrže směrem na Černou horu. Dalších 5 bodů je rozmístěno v okolí státní hranice a 4 body leží v okolí západní větve Ptačího potoka zvaného Mokřůvka (Obr. 17). Rozmístění bodů vystihuje výškové poměry a vegetační pokrytí povodí.



Obr. 17: Rozmístění měřících bodů

Pro analýzu odtoku ze sněhové pokrývky je nutná znalost především její vodní hodnoty. Pro tyto účely byla vyvinuta metodika měření i odběrný válec (Obr. 18). Jedná se o laminátový válec o výšce 150 či 100 cm a s průřezem 50 cm<sup>2</sup>. Jeden konec válce je zakončen kovovými zuby pro snazší prořezávání sněhové pokrývky. Válec se v měřeném bodě zasune kolmo skrz sněhovou pokrývku až na půdu. Pomocí rysky se odečte výška sněhu, poté se zjistí jeho hmotnost. Vodní hodnota sněhu se počítá podle následujícího vztahu:

$$SVH = m/S \quad (12)$$

kde SVH je vodní hodnota sněhu v mm, m je hmotnost odebraného vzorku v kg, S je obsah průřezu válce. Pro použité sněhoměry s  $S = 50\text{cm}^2$  je tedy možno počítat:

$$SVH = 200 * m \quad (13)$$



1. odběrný válec
2. tyč pro měření výšky  
sněhové pokrývky
3. digitální váha
4. měřič

Obr. 18: Souprava na měření sněhu (Pospíšil, 2009).

Výběr konkrétního místa odběru tak, aby co nejlépe reprezentoval širší okolí bodu, je velice složitou záležitostí, jelikož výška a vodní hodnota sněhu se mohou významně lišit i na malém prostoru. Nevhodným odběrem by mohla vzniknout velká chyba měření, a nelze tedy spoléhat na hodnotu jediného vzorku. Proto v každém měřeném bodě měříme výšku a vodní hodnotu sněhu dle následujícího postupu:

- celkem provedeme v jednom bodě 5 měření s krokem cca 10 m
- 1. a 5. měření zahrnuje odběr vzorku pro zjištění SVH – odebereme vzorek sněhu, u kterého zaznamenáme výšku sněhu a hmotnost. Následně pomocí sněhové sondy zjistíme průměrnou výšku sněhu v okolí bodu.
- u 2. - 4. měření zaznamenáme pouze průměrnou výšku sněhové pokrývky
- z měření průměrné výšky sněhové pokrývky na všech pěti místech vypočítáme celkovou průměrnou (výslednou) výšku sněhové pokrývky v bodě.
- hmotnost obou vzorků přepočítáme dle výsledné výšky sněhové pokrývky a obě hodnoty zprůměrujeme.
- na základě rovnice 13 vypočteme SVH v bodě
- pokud se v okolí měřeného bodu nachází les i otevřená plocha, provádíme toto měření v obou typech vegetačního pokryvu. V případě Ptačího potoka se jedná pouze o 4 body.

- uvedený postup opakujeme ve všech 14 bodech.
- pro účely dalšího výzkumu uvádíme u každého bodu typ vegetace, sklon a expozici

Během zkoumaných sezón proběhlo několik sněhoměrných kampaní pro zjištění celkových zásob vody vázané ve sněhové pokrývce. Pro modelování odtoku z povodí je nejdůležitější podchycení maxima sněhové pokrývky a následného úbytku vodní hodnoty během období tání. Naměřené hodnoty slouží pro výpočet faktoru tání (*Degree-day faktor*, *Meltrate faktor*), který je klíčovým parametrem sněhového modelu Temperature Index.

V zimní sezóně 2011 proběhly 2 sněhoměrné kampaně v pokročilejším stadiu období tání: 19.3.2011 a 26.3.2011. Maximální hloubka sněhové pokrývky nepřekračovala 1 metr a během druhého měření již byla pokrývka místy nesouvislá.

V sezóně 2012 bylo odchyceno maximum sněhové pokrývky 29.2.2012, kdy výška sněhu dosahovala až 2 m. Následně byla měření opakována v časovém intervalu 1 – 2 týdny, a to v termínech 16.3., 24.3. a 7.4. 2012. Měřené hodnoty výšky sněhu při dubnové kampani stále dosahovaly hodnot kolem 1 m. Poslední měření proběhlo 6.5. 2012, v okolí většiny bodů však pokrývka již nebyla, či byla nesouvislá. Vývoj vodní hodnoty byl zřetelně patrný v obou sezónách a naměřené hodnoty dobře posloužily pro účel výpočtu faktoru tání. Výsledky poslední kampaně jsou brány pouze jako orientační.

Na základě výsledků z kapitoly 5.1 byly bodové hodnoty SVH, získané během sněhoměrných kampaní, převedeny do plochy. Pro interpolaci můžeme využít jednoduchých metod, které nezohledňují vliv nezávislé proměnné. Musíme však zohlednit rozložení vegetace, která na Ptačím potoce rozložení sněhové pokrývky nejvíce ovlivňuje. V horní polovině povodí dominuje otevřená plocha, proto jsou interpolovány hodnoty měřené také na otevřené ploše. V dolní polovině povodí, z větší části hustě zalesněné, jsou použity hodnoty měřené v lesním porostu.

Pro účely této práce byla vybrána metoda Radial Basis Function. Jde o metodu pracující na principu proložení plastické vrstvy vstupními daty při minimalizaci zakřivení povrchu. Jedná se tedy o přesný interpolátor, ale na rozdíl od metody IDW dokáže vypočítat i hodnoty, které jsou menší či větší než vstupní data. Tato metoda není vhodná pro data, u kterých dochází k náhlým a prudkým změnám na krátkých vzdálenostech. Naopak poskytuje dobré výsledky pro data, která se mění v prostoru plynule (*ESRI, 2009*), což je

právě případ sněhové pokrývky. Interpolace byly provedeny v prostředí ArcGIS 10. Výsledky jsou znázorněny na Obr. 29 a Obr. 30 v kapitole 5.2.

Z rastrových vrstev interpolace SVH byla vypočítána průměrná SVH na celé povodí pro každý termín sněhoměrné kampaně. Hodnota DDF byla počítána podle rovnice 3. na základě úbytku SVH mezi jednotlivými sněhoměrnými kampaněmi a průměrných kladných denních teplot vzduchu za stejná období. V Tab. 13 z kapitoly 5.2 jsou uvedeny vypočtené hodnoty DDF. Tyto hodnoty jsou klíčovými parametry pro kalibraci sněhového modelu.

## 4.2 Ostatní podkladová data a jejich zpracování

Každý hydrologický model vyžaduje pro správné fungování určitou sadu kvalitně zpracovaných dat a parametrů. Ty lze získat buď terénním měřením, nebo zpracováním analýz v prostředí GIS na základě podkladových dat. Jedná se o (Jeníček, 2009a):

### 1) stavové veličiny (data popisující strukturu povodí)

- reliéf
- hydrografická data
- geologická a hydrogeologická data
- data krajinného pokryvu
- půdní pokryv, vlastnosti půd
- morfometrické charakteristiky koryta

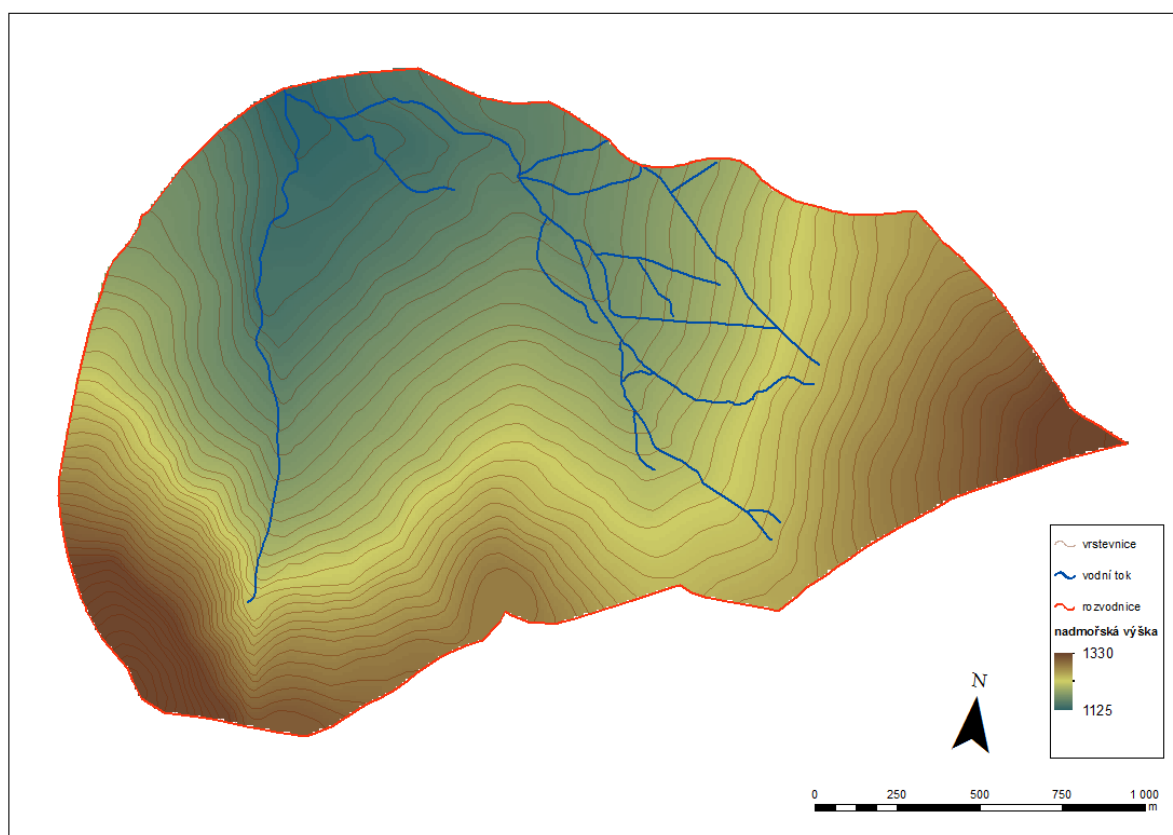
### 2) časové řady

- klimatologická data (teplota, srážky, vodní hodnota sněhu, evapotranspirace, atd.)
- hydrologická data (průtoky, vodní stavy)

Zpracování dat pro hydrologický model HEC-HMS probíhalo převážně v programu ArcGIS 10 firmy ESRI. Využity byly extenze *ArcHydro Tools*, *Spatial Analyst Tools* a *3D Analyst Tools*. Výstupy získané v programu ArcGIS 10 byly následně zpracovány v programu MS Excel 2007 a vloženy do programu HEC-HMS.

#### 4.2.1 Zpracování hydrologicky korektního digitálního modelu povodí

Pro účel hydrologického modelování je nutná přesná hydrografická analýza povodí. Výpočty některých parametrů vycházejí například ze sklonitosti povodí, délky údolnice, sklonu toku a dalších charakteristik, které se zjišťují na základě digitálního modelu terénu. Jako výchozí podkladová vrstva byla použita vrstva vrstevnic DMU 25 s vertikálním krokem 5 m v měřítku 1:25 000, která byla vytvořena na podkladě map Vojenského geografického a hydrometeorologického úřadu (VGHMÚř) Geografické služby Armády České republiky (GS AČR). Ta byla následně převedena do gridu s velikostí pixelu 5m.



Obr. 19: Digitální model terénu

Pro hydrologické analýzy na základě DMT platí podmínka, že veškerá voda, která dopadne na plochu povodí, musí odtékat směrem k závěrovému profilu (výjimkou je pixel závěrového profilu). Ta není vždy u takto generovaného DMT splněna, proto byl pomocí extenze *ArchHydro Tools* vytvořen hydrologicky korektní DMT. To znamená, že každý pixel sousedí alespoň s jedním pixelem s menší nadmořskou výškou. K docílení této podmínky byla využita funkce *Fill Sinks*, která vyplní všechny případné deprese, ve kterých by se voda zadržovala.

Celistvý přístup programu HEC-HMS vyžaduje rozdělení povodí na dílčí celky (subpovodí). Analýzy dat se následně vztahují k jednotlivým subpovodím, přičemž do modelu většinou vstupují průměrné hodnoty parametru.

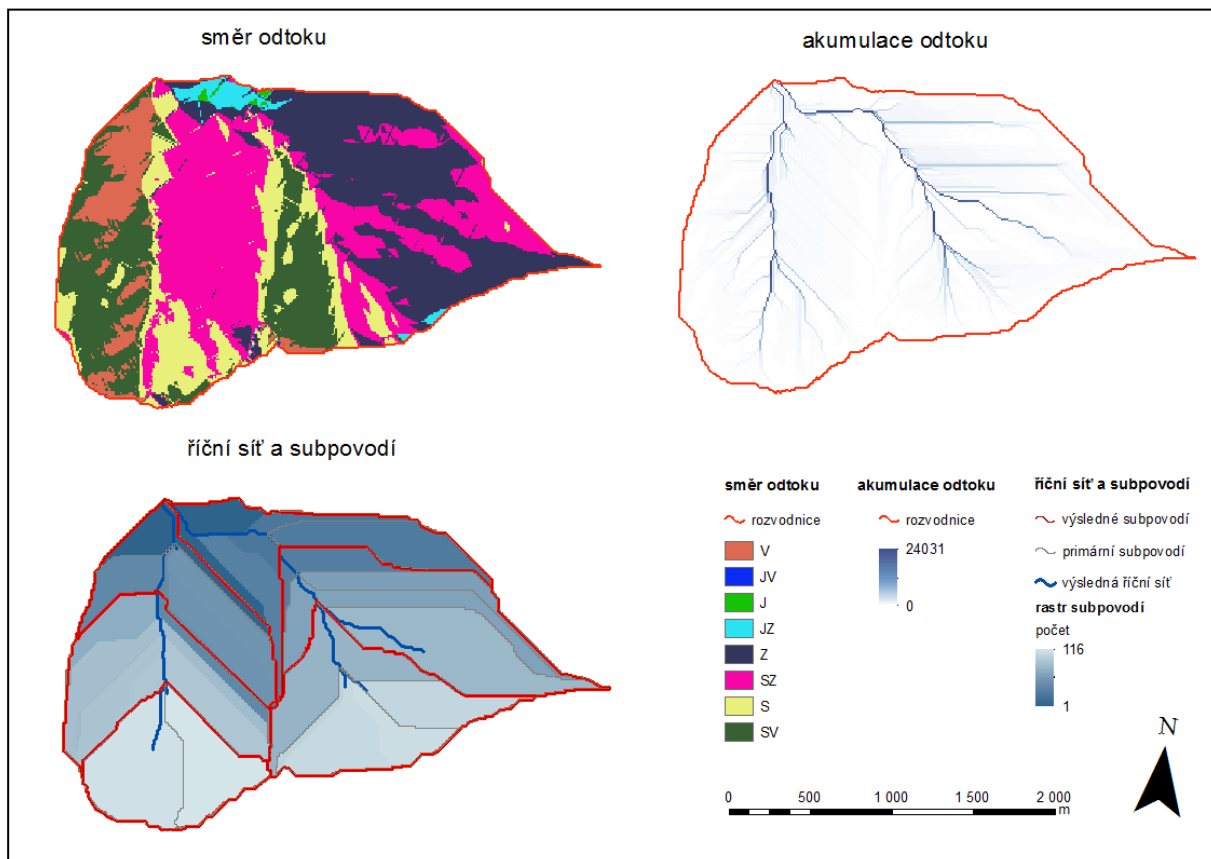
Na Obr. 19 jsou použity vrstvy rozvodnice a vodního toku vygenerované na základě vodohospodářských map (VÚV T. G. M.). Tyto vrstvy mohou pro hydrologické analýzy sloužit pouze jako orientační. Proto byly pomocí funkcí z extenze *ArcHydro Tools* analyzovány odtokové procesy na povodí, na jejichž základě byly vykresleny hydrologicky korektní hydrografické prvky (rozvodnice, rozdělení na dílčí subpovodí, říční síť). Postup je následující:

- směry odtoku z každého pole gridu (*Flow Direction Path*)
- akumulace vody v každém poli gridu (*Flow Accumulation Grid*) – záznam počtu ostatních polí, které do pole gridu odtékají
- definice toků s hodnotou akumulace vody větší než je definovaný práh (*Stream Definition*). Práh udává, z kolika pixelů voda do toku přitéká. Na základě prahové hodnoty a definovaných toků je povodí děleno na dílčí subpovodí. Čím je prahová hodnota nižší, tím je říční síť podrobnější a povodí děleno na více částí. Pro tento případ nejvíce vyhovovala hodnota 1000 pixelů.
- Rozdělení toků na dílčí úseky na základě hodnoty akumulace vody a určení soutoků mezi nimi (*Stream Segmentation*)
- Tvorba subpovodí pro každý dílčí úsek toku (*Catchment Grid Delineation*)
- Tvorba vektorové vrstvy polygonů z jednotlivých subpovodí (*Catchment Polygon Processing*)
- Tvorba vektorové vrstvy linií z jednotlivých toků (*Drainage Line Processing*) – hydrologicky korektní říční síť
- Automatická agregace subpovodí (*Adjoint Catchment Processing*) – hydrologicky korektní subpovodí

Rozdělení povodí pomocí automatické agregace nevyhovovalo plně potřebám této práce (velký rozdíl plochy a nevyhovující počet jednotlivých subpovodí), proto bylo manuálně upraveno pomocí editoru.



Výše popsany postup vedl k vymezení toků, rozvodnice povodí a dílčích subpovodí. Vzniklé vektorové vrstvy slouží jako podkladové mapy programu HEC-HMS a pro další analýzy a výpočty parametrů.



Obr. 20 Ukázka postupu tvorby hydrologicky korektních hydrografických prvků.

#### 4.2.2 Zpracování časových řad

Přesnost modelu závisí na vstupních časových řadách, které jsou pro simulace využívány. V modelu HEC-HMS se jedná o časové řady srážek, které využívá srážkový a sněhový model, časové řady teplot pro sněhový model a časové řady průtoků pro kontrolu shody simulovaného hydrogramu s pozorovaným. Kvalita dat závisí na kvalitě měřicích přístrojů, jejich údržbě a poloze vůči modelovanému povodí. Před vložením dat do programu je nutná jejich kontrola a případná úprava uživatelem. Může se jednat o odstranění nereálných hodnot, či doplnění mezer v datových záznamech. Využité časové řady jsou uvedeny v Tab. 9.

časová řada	místo měření	zdroj dat	časové rozmezí
výška hladiny	Ptačí potok - závěrový profil experimentálního povodí	KFGG PŘF UK	1.11.2010 - 30.4.2011
			1.11.2011 - 31.5.2012
srážky	Filipova Huť (1102 m n. m.)	ČHMÚ	1.11.2010 - 31.3.2012
	Prášily (880 m n. m.)		
	Horská Kvilda (1048 m n. m.)		
teplota vzduchu	Mokrůvka - Povodí ptačího potoka	KVHEM FŽP ČZU	1.11.2010 - 29.5.2011
			1.11.2011 - 19.4.2012
	Ptačí potok - závěrový profil experimentálního povodí	KFGG PŘF UK	19.4.2012 - 31.5.2012

Tab. 9: Použité časové řady

Časové řady výšky hladiny byly pomocí konsumpční křivky převedeny na časové řady průtoků, které v modelu slouží pro srovnání se simulovanými hodnotami. Hladinoměr je situován přímo v závěrovém profilu povodí a poskytuje proto kvalitní data využitelná pro tento účel. Nejistota dat může být do jisté míry způsobena nepřesností konsumpční křivky, která je tvořena od roku 2007 díky pravidelným terénním měřením průtoků pomocí hydrometrické vrtule a přístroje na ultrazvukové měření rychlosti proudění (Flowtracker). Další nepřesnosti dat jsou způsobeny ultrazvukovým čidlem, které při radiačním typu počasí s teplotami nad bodem mrazu nesprávně měří vzdálenost mezi čidlem a hladinou. Chyby čidla zkreslují data převážně v období tání za jasného počasí v odpoledních hodinách. Data byla o chybu ultrazvuku opravena.

Časové řady srážek byly pro území experimentálního povodí vygenerovány na základě časových řad ze tří nejbližších stanic ČHMÚ – Filipova Huť 5 km, Horská Kvilda 8,7 km a Prášily 16,5 km. V létě 2011 byl u závěrového profilu Ptačího potoka instalován srážkoměr, jehož data posloužila pro korelaci dat ČHMÚ. Analyzováno bylo období 2.8. - 30.10.2011. Korelační koeficient dosahoval hodnot od 0,72 s Horskou Kvildou do 0,8 se stanicí v Prášílech. Stanice na Ptačím potoce vykazovala v tomto období větší úhrny srážek než všechny tři stanice ČHMÚ. To je pravděpodobně zapříčiněno polohou stanice, která leží v těsné blízkosti návětrného hřebene a je tak více zásobena srážkami, než vzdálenější stanice. Závislost na nadmořské výšce nebyla prokázána. Časová řada pro Ptačí potok byla

získána metodou IDW a následně byla vynásobena opravným koeficientem 1,3, který byl odvozen na základě analýzy srážkových řad. Data za duben a květen 2012 byla již získána ze srážkoměru na Ptačím potoce.

Časové řady teploty vzduchu byly získány z Katedry vodního hospodářství a environmentálního modelování fakulty životního prostředí na ČZU v Praze (KVHEM FŽP ČZU), která provozuje meteorologickou stanici Mokřůvka situovanou v centrální části experimentálního povodí. Tato data nebyla nijak upravována.

### 4.3 Metody modelu HEC – HMS a odhad jejich parametrů

#### 4.3.1 Metoda objemu odtoku – SCS Curve Number

Program HEC-HMS počítá objem odtoku na základě ztrát, které jsou odečteny od celkového objemu efektivních srážek. Jako ztráty považuje vodu spotřebovanou intercepací, infiltrací, akumulací, evaporací a transpirací. V programu HEC-HMS jsou ztráty souhrnně pojmenovány jako *losses*. Ztráty jsou počítány pro každý časový interval a jsou odečteny od celkové výšky srážek. Zbývající výška tvoří efektivní srážky, které následně vstupují do modelu přímého odtoku. Tato výška je rovnoměrně rozložena na plochu povodí, takže reprezentuje objem srážek (Feldman, 2000).

Pro tuto práci byla vybrána metoda SCS CN (*SCS curve number*). Model počítá efektivní srážky jako funkci úhrnu srážek, půdního pokryvu, vegetačního krytu a předchozího nasycení povodí podle následující rovnice:

$$P_e = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S} \quad (14)$$

kde  $P_e$  jsou kumulativní efektivní srážky [mm] v čase  $t$ ,  $P$  jsou kumulativní srážky [mm] v čase  $t$ ,  $I_a$  je počáteční ztráta (Initial Abstraction [mm]),  $S$  je potenciální maximální retence [mm], která je též jedním z parametrů pro výpočet doby koncentrace  $T_c$  z modelu přímého odtoku.

$S$  se počítá z CN křivky dle následujícího vztahu:

$$S = \frac{25400 - 254 \text{ CN}}{\text{CN}} \quad [mm] \quad (15)$$

Pro odhad počáteční ztráty je možné použít vztah podle metodiky SCS, který vychází z výsledků mnoha výzkumů na malých experimentálních povodích:

$$I_a = 0,2 * S \quad (16)$$

Dokud kumulativní srážky nepřesáhnou hodnotu počáteční ztráty, efektivní srážky a tedy i přímý odtok budou nulové. Zdrojem všech uvedených vztahů je technický manuál programu HEC-HMS (*Feldman, 2000*).

CN křivky mohou být odhadovány na základě funkce vegetačního krytu, půdního typu a předchozí nasycenosti povodí. Pro tuto potřebu SCS publikoval tabulky převádějící hodnotu CN křivek na základě hydrologické skupiny půdy a typu vegetačního krytu. Pro použití této metody v podmínkách České republiky byla vyvinuta metodika ČHMÚ (*Šercl, 2005*). Odvození CN křivek probíhalo na základě vrstvy krajinného pokryvu Corine Land Cover 2000 a tří vrstev Hydrologické skupiny půdy (HSP): HSP dle sklonu, infiltrace a retenční vodní kapacity (RVK). Údaje o infiltraci a RVK lze získat z podkladů VÚMOP ve formě rastrových dat GIS s rozlišením 1x1 km. Metodika byla vyvíjena pro větší územní celky, pro které bylo toto rozlišení dostatečné. Pro malá povodí však nejsou podklady dostatečně podrobné, proto byla v této práci metodika upravena.

Hodnoty CN křivek byly získány na základě zpracovávání datových vrstev v programu ArcGIS 10. Údaje o vegetačním pokryvu byly stejně jako v metodice ČHMÚ získány z dat projektu Corine Land Cover. Nejnovější data Corine LandCover 2006 byla upravena na základě aktuálního leteckého snímku. Obě datové vrstvy jsou volně dostupné na geoportálu společnosti Cenia. Dále byly vytvořeny 2 datové vrstvy HSP pomocí funkcí ze *Spatial Analyst Tools*. 1. vrstva na základě sklonu povodí, který byl vygenerován z DMT pomocí funkce *Slope*. Následně byl sklon pomocí funkce *Reclassify* rozdělen do 4 kategorií, kterým byla na základě Tab. 10 přiřazena hodnota HSP. 2. vrstva byla vytvořena na základě zavedeného předpokladu, že většina lesních půd, které mají na území Ptačího potoka 100% zastoupení, spadá do HSP B. Obě vrstvy byly pomocí funkce *Map Algebra* zkombinovány s vrstvou Corine LandCover 2006 a pomocí funkce *reclassify* byla každému polygonu přiřazena hodnota CN křivky získaná v převodní tabulce ČHMÚ vytvořené na základě tabulky SCS (Tab. 11). Následně byly zkombinovány obě nové vrstvy do jedné. Hodnoty CN byly zprůměrovány a vznikla tak podkladová vrstva hodnot CN pro celé povodí Ptačího potoka. Program HEC-HMS vyžaduje průměrnou hodnotu CN křivky pro každé subpovodí. Toho bylo docíleno pomocí funkce *Zonal Statistic*. Výstupy z programu ArcGIS jsou znázorněny na Obr. 21.

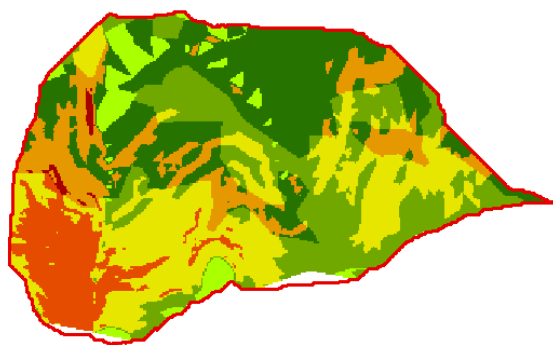
průměrný sklon (%)	hydrologická skupina půdy
0-2	A
2-5	B
5-10	C
> 10	D

Tab. 10: Hydrologické skupiny půd dle sklonitosti území (Šercl 2005)

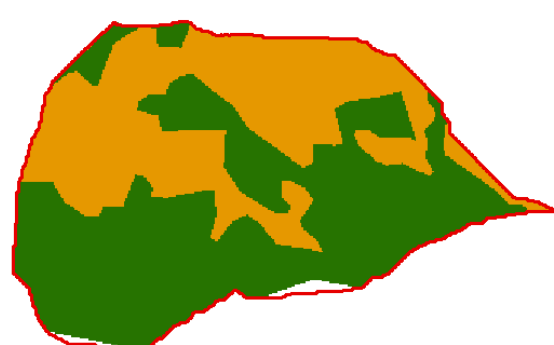
ID	kategorie využívání území	A	B	C	D
311	listnaté lesy	45	61	74	80
312	jehličnaté lesy	45	61	74	80
313	smíšené lesy	45	61	74	80
321	přírozené louky	45	60	73	79
322	vřesoviště a slatiny	99	99	99	99
324	leso-křoviny	45	60	72	78
331	pláže, duny a písky	77	86	91	94
332	Skály	77	86	91	94
512	vodní plochy	100	100	100	100

Tab. 11: Ukázka převodní tabulky CN křivek dle Hydrologické skupiny půdy a vegetačního pokryvu. Červeně jsou vyznačeny kategorie vegetačního krytu náležející se na území Ptačího potoka. (Šercl 2005)

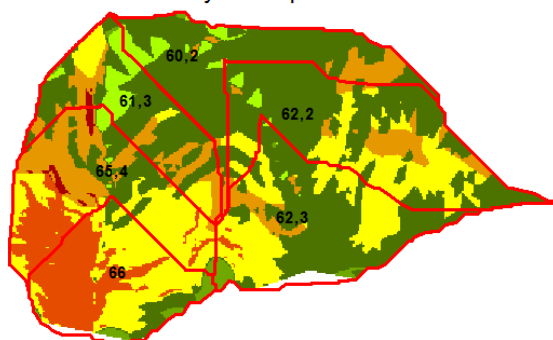
1) CN dle sklonitosti a Corine Land Cover 2006



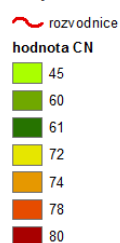
2) CN dle HSP B a Corine Land Cover 2006



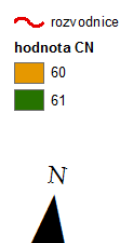
3) výsledné hodnoty CN a průměrné hodnoty na subpovodí



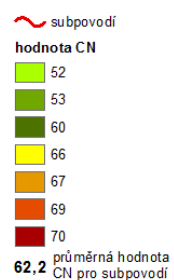
mapa 1



mapa 2



mapa 3



Obr. 21: Hodnoty CN křivek pro povodí Ptačího potoka.

Pomocí hodnot CN křivek získáme následující vstupní parametry programu HEC-HMS:

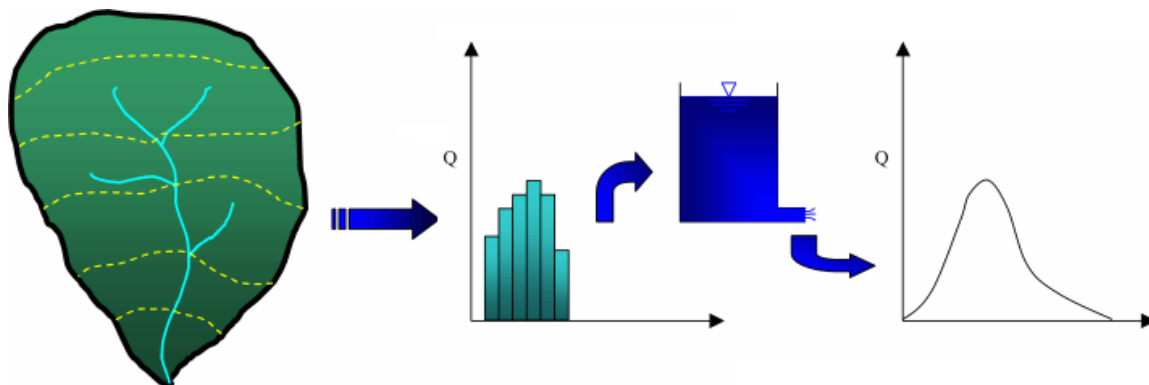
- CN z komponenty objemu odtoku (*loss*) – průměrné hodnoty CN křivek za jednotlivá subpovodí (Obr. 21, mapa 3)
- $I_a$  z komponenty objemu odtoku (*loss*) - dosazením CN do rovnice 15 získáme hodnotu potenciální maximální retence  $S$ , tu následně dosadíme do rovnice 16
- $T_c$  z komponenty přímého odtoku (*transform*) – dosazením hodnot pro  $S$  do vzorce 17 získáme  $T_{lag}$ , následně řešíme rovnici 18

#### 4.3.2 Metoda přímého odtoku – Clark unit hydrograph

Tato kapitola popisuje proces formování přímého odtoku pomocí efektivních srážek spadlých na povodí. HEC-HMS tento proces popisuje jako transformaci efektivních srážek na odtok v bodě (tedy v závěrových profilech dílčích povodí). V programu je pojmenován jako *transform*. Pro modelování přímého odtoku byla použita metoda Clarkova jednotkového hydrogramu (Clark Unit Hydrograph). Jednotkové hydrogramy (UH) se řadí mezi empirické metody. Původní koncept navrhl L. Sherman v roce 1932 a od té doby je dále rozvíjen. UH je definován jako hydrogram přímého odtoku vyvolaný efektivním deštěm o jednotkovém objemu, stálé intenzitě a rovnoměrném rozložení na plochu povodí (Beven, 2001). Zároveň musí platit princip superpozice, linearity a časové invariance. Doba trvání deště udává vzhled konkrétního hydrogramu. Jako Jednotkový objem se většinou udává 1 cm efektivního deště rovnoměrně rozprostřený na plochu povodí. Časová invariance znamená, že se vstupy lišící se pouze časem svého počátku transformují do výstupů, které se od sebe liší také pouze časem svého počátku. Čas počátku vstupu neovlivňuje velikost ani časové rozložení výstupu. Princip linearity znamená, že velikost výstupu závisí lineárně na velikosti vstupu. Časové rozložení výstupu není velikostí vstupu ovlivněno. Princip superpozice znamená, že výsledný výstup je roven součtu výstupů vyvolaných jednotkovými vstupy (Ramírez, 2000).

Clarkův model odvozuje UH pomocí dvou procesů odehrávajících se během transformace efektivních srážek na odtok. Prvním z nich je pohyb vody od místa dopadu efektivní srážky k závěrovému profilu: Metoda časo-prostorové funkce povodí (*time-area function*) (Obr. 22). Teorie je založena na vztahu mezi dobou dotoku a podílem povodí, který může za tuto dobu přispět k průtoku v závěrovém profilu. Povodí je rozděleno izochronami na oblasti, odkud je brána stejná doba dotoku. Pro jednotlivá subpovodí je

vytvořen histogram časového rozdělení odtoku z jednotky efektivní srážky. Jejich součtem vznikne výsledný histogram, který je následně pomocí lineární nádrže převeden na výsledný hydrogram z celého povodí (*NOAA NWS, 2011*). Druhým z nich je redukce velikosti průtoku díky retenci části vody v povodí: retence vody (v půdě, na povrchu a v tocích) hraje důležitou roli při transformaci efektivních srážek na odtok. Je reprezentována lineární nádrží umístěnou v závěrovém profilu každého subpovodí (*Feldman, 2000*).



Obr. 22: Teorie Clarkova jednotkového hydrogramu ( *NOAA NWS, 2011*).

Z výše popsané teorie Clarkova UH vyplívá, že průběh hydrogramu závisí 1) na vlastnostech histogramu popsaných dobou koncentrace  $T_c$  (*Time of concentration*) a 2) na retenční schopnosti povodí popsané retenční konstantou  $R_c$  (*storage coefficient*).

Doba koncentrace určuje rychlost nástupu a tvar povodňové vlny. Stanovuje se pomocí doby doběhu  $T_{lag}$  (*Lag time*), kterou lze spočítat např. podle metodiky *Soil Conservation Service (SCS)*:

$$T_{lag} = \frac{L^{0,8} * (S+1)^{0,7}}{1900 * \sqrt{Y}} \quad (17)$$

kde  $T_{lag}$  je doba prodlení v hodinách,  $L$  je maximální délka toku v povodí ve stopách,  $S$  je potenciální maximální retence půdy v palcích,  $Y$  je sklon povodí v %.

Dobu koncentrace získáme výpočtem rovnice:

$$T_{lag} = 0,6 * T_c \quad (18)$$

Retenční konstanta byla počítána podle metodiky USGS (*U. S. Geology Survey; Straub et al., 2000*):

$$R_c = A * L^B * S_{1085}^C \quad (19)$$

kde  $R_c$  je retenční konstanta v hodinách,  $L$  je maximální délka toku v povodí v mílich,  $S_{1085}$  je sklon ve stopách na míli mezi 10 % a 85 % maximální délky údolnice,  $A$ ,  $B$ ,  $C$  jsou koeficienty, které jsou dle ČHMÚ stanoveny na  $A = 80$ ,  $B = 0,324$ ,  $C = -0,79$  (Šercl, 2009).

Parametry pro jednotlivá subpovodí byly získány analýzou dat v programu ArcGIS 10. Výpočty byly prováděny pomocí extenze ArcHydro Tools na základě připraveného hydrologicky korektního DMT a vrstvy subpovodí. Potenciální maximální retence půdy  $S$  z rovnice 17 byla vypočítána na základě metody CN křivek, která byla popsána v předchozí kapitole.

#### **4.3.3 Metoda základního odtoku – Recession**

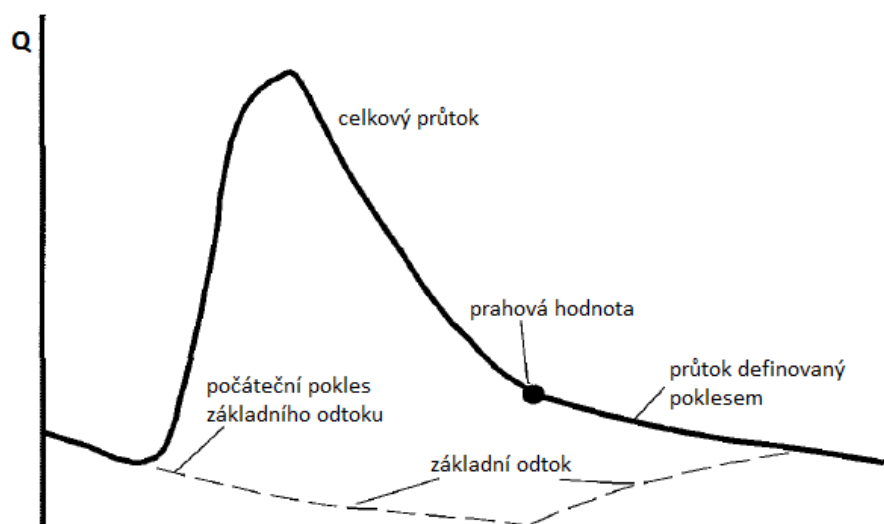
Voda v korytech většiny českých toků se vyskytuje po celý rok, i v období dlouhodobějšího bezesrážkového období či v období, kdy je veškerá srážková voda akumulována ve sněhové pokrývce a z povodí neodtéká. Tato voda tvoří tzv. základní odtok, jehož zdrojem je přítok podzemní vody a pomalý hypodermický odtok vody z předešlých srážkových událostí. Je tedy součástí každého hydrogramu. Bylo zjištěno, že lineární závislost mezi průtokem a efektivními srážkami je větší, pokud je základní odtok separován. Proto je jeho separace z výsledného jednotkového hydrogramu jednou ze zásadních komponent každého hydrologického modelu (Beven, 2001).

V této práci je separace provedena metodou exponenciálního poklesu (*Exponential Recession Model*). Model je založen na vztahu  $Q_t$  (průtok v kterémkoliv čase  $t$ ) a  $Q_0$  (počáteční průtok na začátku srážkové události):

$$Q_t = Q_0 k^t \quad (20)$$

$k$  je exponenciální poklesová konstanta, která je v programu HEC-HMS definována jako poměr  $Q_t$  a  $Q_{t-1}$  z předchozího dne. Hodnota  $Q_0$  (průtok je tvořen pouze základním odtokem) je do modelu zadána jako počáteční podmínka. Model základního odtoku je v průběhu simulace uplatněn dvakrát (Obr. 23): 1) na počátku simulace srážkové události a 2) v momentě, kdy se veškerý povrchový přestane účastnit celkového odtoku. Tento moment – prahová hodnota (*threshold*) - je definován uživatelem buď jako konkrétní hodnota průtoku, nebo jako poměr ke kulminačnímu průtoku.





Obr. 23: Metoda exponenciálního poklesu (Feldman, 2000)

Parametry modelu:

- počáteční průtok  $Q_0$  (*Initial Discharge*)
- poklesová konstanta  $k$  (*Recession Constant*)
- prahová hodnota průtoku (*Threshold Type*)

Počáteční průtok každého dílčího povodí byl stanoven jako hodnota průtoku na počátku simulovaného období vážená plochou jednotlivých subpovodí. Poklesová konstanta je kalibrovatelným parametrem. Ve všech subpovodích byla zvolena hodnota 0,85, která je doporučena v technickém manuálu programu (Feldman 2000). Pro prahovou hodnotu byl zvolen typ „ratio to peak“, tedy poměr průtoku prahové hodnoty ke kulminačnímu průtoku. Pro všechna subpovodí byla zvolena hodnota 0,1, která je taktéž doporučena v manuálu programu. Hodnoty obou parametrů jsou ověřeny i předchozími výzkumy KFGG PŘF UK (Kutláková, Jeníček, 2012; Taufmannová, Jeníček 2011; Jeníček, 2009b).

#### 4.3.4 Metoda korytového odtoku – Muskingum – Cunge

Pro model korytového odtoku byla vybrána metoda Muskingum – Cunge, která je založena na výpočtu St. Venantových rovnic, tedy rovnici kontinuity (rov. 21) a difuzní aproximaci věty o hybnosti (rov. 22) (Feldmann, 2000).

Rovnice kontinuity:

$$q_L = \frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} \quad (21)$$

Difúzní aproximace věty o hybnosti:

$$S_f = S_0 - \frac{\partial y}{\partial x} \quad (22)$$

A je plocha průtočného koryta, x je délka úseku, Q je průtok, t je čas, qL je boční přítok,  $S_f$  je sklon dna,  $S_0$  je sklon hladiny, y je hloubka v rámci úseku.

Parametry, které model vyžaduje pro každé subpovodí, jsou sklon a délka úseku, Manningův součinitel drsnosti a příčný profil koryta.

Sklon a délka úseku byly odvozeny v prostředí GIS, Manningův součinitel drsnosti byl zvolen na základě tabulkových hodnot (*Brunner, 2010, Chow, 1959*) a publikace, kde jsou k fotkám toků přiřazeny jednotlivé hodnoty na základě výzkumu (*Chow, 1959*). Vzhledem k charakteru koryta byla zvolena pro všechna subpovodí hodnota 0,04. Tvar příčného profilu můžeme buď zadat manuálně (8-point cross-section), nebo vybrat jeden z předvolených tvarů. Pro účely této práce byl vybrán obdélníkový tvar, jemuž byl přiřazen parametr šířky koryta.

#### **4.3.5 Meteorologický model**

Nyní máme nastaveny všechny komponenty z modelu povodí, které popisují jeho vlastnosti a proces transformace spadlých srážek na odtok. Dalším krokem je vytvoření meteorologického modelu (pomocí příkazu z menu *Components – Meteorologic Model Manager*). Jedná se o jednu z hlavních komponent, jejímž hlavním účelem je nastavení hraničních podmínek meteorologických prvků pro jednotlivá subpovodí. Model se skládá ze tří dílčích modelů: 1) model srážkový, který je vyžadován vždy, pokud je povodí rozděleno na dílčí subpovodí. Použitá metoda *Specified hyetograph* umožňuje uživateli vložit jednotlivé časové řady srážky přímo do programu, 2) model evapotranspirace, který je vázán pouze na některé metody objemu odtoku a není v této práci uvažován a 3) sněhový model, který tvoří stěžejní část této práce a je detailně popsán v následující kapitole.

#### **4.3.6 Sněhový model – Temperature Index**

Sněhový model Temperature index používá pro výpočty 2 sady dat. První sadou jsou časové řady srážek, stejné jako pro srážkový model. Druhou sadou jsou časové řady teploty vzduchu. Na základě teploty vzduchu model určí, zda dopadá na povrch voda v kapalném stavu, či je akumulována ve formě sněhové pokrývky a zda dochází k jejímu tání či nikoliv. Metoda Temperature Index zahrnutá v tomto modelu je založena na principu degree-day

popsaném v kapitole 2.5.2. a je v podstatě jejím rozšířením, zohledňujícím některé fyzikální charakteristiky procesu tání. Zatímco klasický degree-day přístup počítá množství roztáté vody určitého dne pouze na základě teploty vzduchu téhož dne, tato metoda umožňuje zahrnutí dalších parametrů, díky kterým je možno maximálně vystihnout celkovou energetickou bilanci sněhu. Jednak rozlišuje rychlost tání během vypadávání kapalných srážek a v bezesrážkovém období, dále počítá s teplotními charakteristikami sněhové pokrývky a jejich vývojem v čase a s časovou proměnností faktoru tání.

Model vyžaduje pro správné fungování řadu parametrů. Některé z nich jsou platné pro celé povodí. Pomocí nich ale nelze dobře vystihnout případnou prostorovou a časovou variabilitu. Proto se další parametry zadávají zvlášť pro každé subpovodí, která se navíc dělí na výšková pásma. Výpis a stručná charakteristika parametrů jsou shrnuty v Tab. 12.

parametr	charakteristika	jednotky
<b>celé povodí</b>		
PX Temperature	Teplota rozlišující mezi kapalnými a pevnými srážkami	[°C]
Base Temperature	Teplota tání	[°C]
Wet Meltrate	Teplotní index tání během vypadávání kapalných srážek	[mm.°C <sup>-1</sup> .d <sup>-1</sup> ]
Rain Rate Limit	Denní srážkový úhrn, při jehož překročení se počítá s Wet Meltrate	[mm.d <sup>-1</sup> ]
ATI - Meltrate Coefficient	Koeficient používaný při výpočtu indexu tání v každém časovém kroku	---
ATI - Meltrate Function	Závislost ATI a teplotního indexu tání (sezonalita teplotního indexu)	---
Meltrate Pattern	Nepovinný parametr upravující index tání v závislosti na ročním období	---
Cold Limit	Prahová hodnota denního úhrnu srážek	[mm.d <sup>-1</sup> ]
ATI - Coldrate Coefficient	Koeficient používaný při výpočtu teplotního deficitu v každém časovém kroku	---
ATI - Coldrate Function	Závislost ATI a teplotního deficitu (sezonalita teplotního indexu)	---
Water Capacity	Objem kapalné vody ve sněhové pokrývce (na počátku simulace)	[%]
Groundmelt Method	Zvolení metody zohledňující tání způsobené kladnou teplotou povrchu	---
Groundmelt	Intenzita tání způsobená kladnou teplotou povrchu	[mm.d <sup>-1</sup> ]
<b>subpovodí</b>		
Lapse Rate	Vertikální gradient teploty	[°C/1000m]
<b>výškové pásmo subpovodí</b>		
Percent	Podíl plochy výškového pásma v daném subpovodí	[%]
Elevation	Průměrná nadmořská výška daného pásma	[m n. m.]
Initial SWE	Počáteční hodnota SVH (vodní hodnota sněhu)	[mm]
Initial Cold Content	Počáteční hodnota teplotního deficitu	[mm]
Initial Liquid Water	Počáteční objem kapalné vody ve sněhové pokrývce	[mm]
Initial Cold Content ATI	Počáteční hodnota ATI pro výpočet teplotního deficitu	[°C]
Initial Melt ATI	Počáteční hodnota ATI pro výpočet teplotního faktoru tání	[°C.d <sup>-1</sup> ]

Tab. 12: Vstupní parametry modelu teplotního indexu v HEC-HMS pro celé povodí, subpovodí a výšková pásma (Schaffenberg, Fleming, 2010, upraveno dle Jeníčka, 2009a)

Princip fungování modelu:

- Vypadávají - li srážky, dle prahové teploty (*PX Temperature*) model rozlišuje, zda se akumulují ve formě sněhu či jde o kapalné srážky. Pomocí rozčlenění subpovodí na výšková pásma může docházet k akumulaci jen na určité části povodí.
- Vypadávají – li kapalné srážky na akumulovanou sněhovou pokrývkou, dochází k tání sněhu podle teplotního indexu tání *Wet Meltrate*.
- Pokud nevypadávají srážky a teplota vzduchu je nižší než *Base Temperature*, zvyšuje se teplotní deficit sněhové pokrývky (podle *ATI - Coldrate Coef.* a *ATI - Coldrate Function*).
- Pokud nevypadávají srážky a teplota vzduchu je vyšší než *Base Temperature*, dochází k dozrávání sněhové pokrývky (snižování teplotního deficitu), či k jejímu tání.
- Dochází – li k tání během bezesrážkového období, rychlost tání závisí na předchozím vývoji teplot vzduchu (*ATI - Meltrate Coef.* a *ATI - Meltrate Function*), je tedy zohledněn sezónní vývoj teplotního indexu tání.
- Pokud půda pod sněhovou pokrývkou není zamrzlá, dochází k bazálnímu tání (*Groundmelt*) po celou dobu simulace.

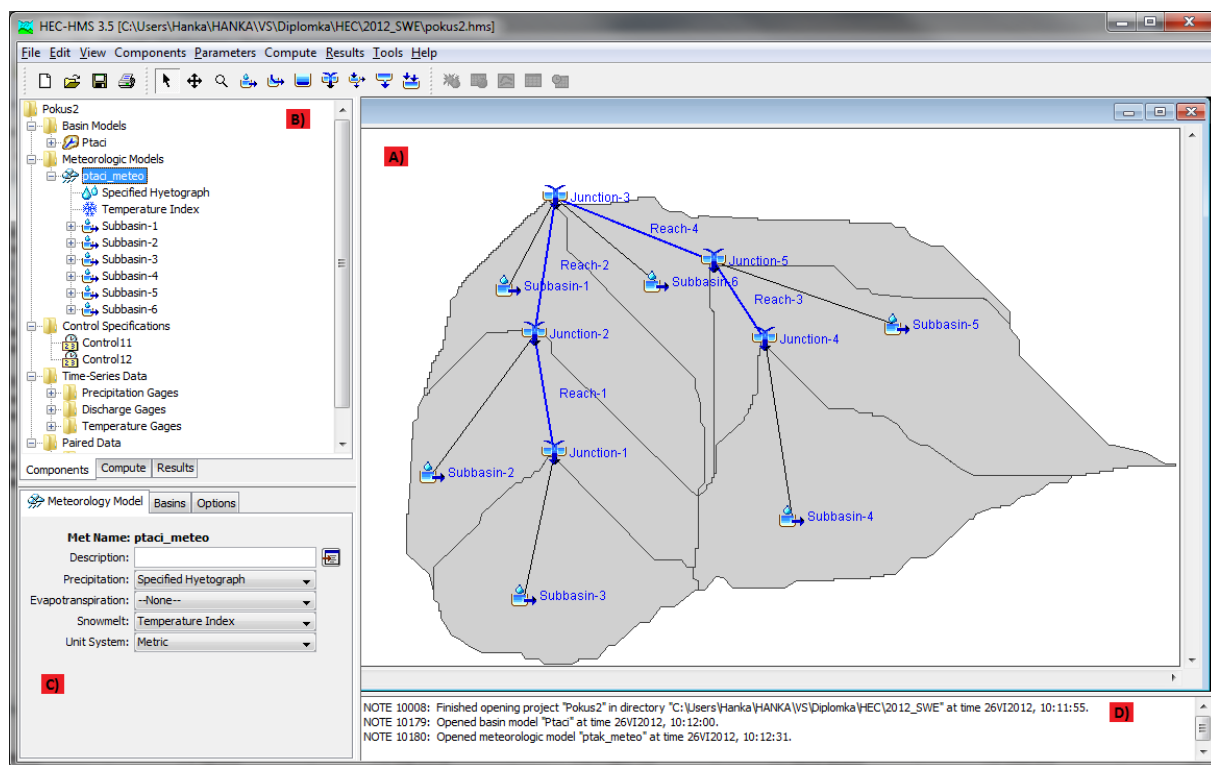
Parametry byly voleny na základě terénních měření či na základě studia literatury, především *Kutláková, Jeníček (2012)*, *Jeníček (2009a)*, *De Wale, Rango (2008)*, *Singh a Singh (2001)* a doporučení v manuálu programu (*Schaffenberg, Fleming, 2010*). Subpovodí byla rozdělena na 3 výšková pásma (1 100 – 1 200, 1 200 – 1 300, 1 300 – 1 400 m n. m.). Jejich procentuální zastoupení a průměrná nadmořská výška v jednotlivých subpovodích byly vypočteny v prostředí ArcGIS 10 na základě DMT.

#### 4.4 Sestavení modelu HEC - HMS

Podrobný popis modelu, účel jeho použití a popis jednotlivých komponent a metod je podrobně popsán v technickém manuálu programu (*Feldman, 2000*). Návod k použití je podrobně popsán v uživatelském manuálu (*Schaffenberg, Fleming, 2010*). V této kapitole bude přiblíženo sestavení modelu pro tuto práci.

Program má 4 hlavní části (Obr. 24), a) *Desktop*, plocha pro vytvoření a zobrazení stromové struktury povodí, b) *Watershed explorer* pro přecházení mezi jednotlivými

komponentami modelu, c) *Component editor* pro správu jednotlivých komponent. Zde se zadávají parametry jednotlivých modelů, časové řady, specifikuje se časové měřítko zadávaných časových řad a simulačních běhů. d) *Message Log* předávající uživateli informace o průběhu modelování.



Obr. 24: Uživatelské prostředí programu HEC – HMS.

Po založení nového projektu byl nejprve vytvořen model povodí (*Basin Model*) složený ze šesti subpovodí, která jsou vzájemně propojena čtyřmi úseky toku a třemi soutoky. Pro lepší vizualizaci byly z prostředí ArcGIS 10 importovány podkladové mapy subpovodí a toků. Sestavená stromová struktura povodí je zobrazena v části *Desktop*.

Z menu *parameters* byly vybrány metody modelu popsané v kapitole 4.3 a přiřazeny vypočtené parametry každému subpovodí.

V následujícím kroku byly pomocí manažeru časových řad (*Time – Series Manager*) vytvořeny časové řady teplot vzduchu, srážek a průtoků, které byly propojeny s jednotlivými subpovodími. Každé časové řadě byla specifikována délka časového období, časový krok a jednotky, ve kterých je zadávána. Samotné časové řady byly následně do modelu vloženy pomocí kopírování z programu MS Excel.

Dále byl vytvořen meteorologický model, kde byly stanoveny použité metody pro srážky (*Specified hyetograph*) a sněhovou pokrývku (*Temperature index*). Důležitým krokem bylo propojení modelu s časovými řadami srážek a teplot vzduchu. Do sněhového modelu se zadávají funkce *ATI – Meltrate* a *ATI Coldrate*, které byly nejprve vytvořeny v manažeru párových dat (*Pair data Manager*) a následně s modelem propojeny.

Posledním důležitým krokem je specifikace simulace pomocí *Control Specification Manager*. Zde je zadána délka a časový krok simulace.

Pokud jsou zadány všechny nezbytné informace a jednotlivé komponenty jsou mezi sebou správně provázány, můžeme vytvořit nový simulační běh.

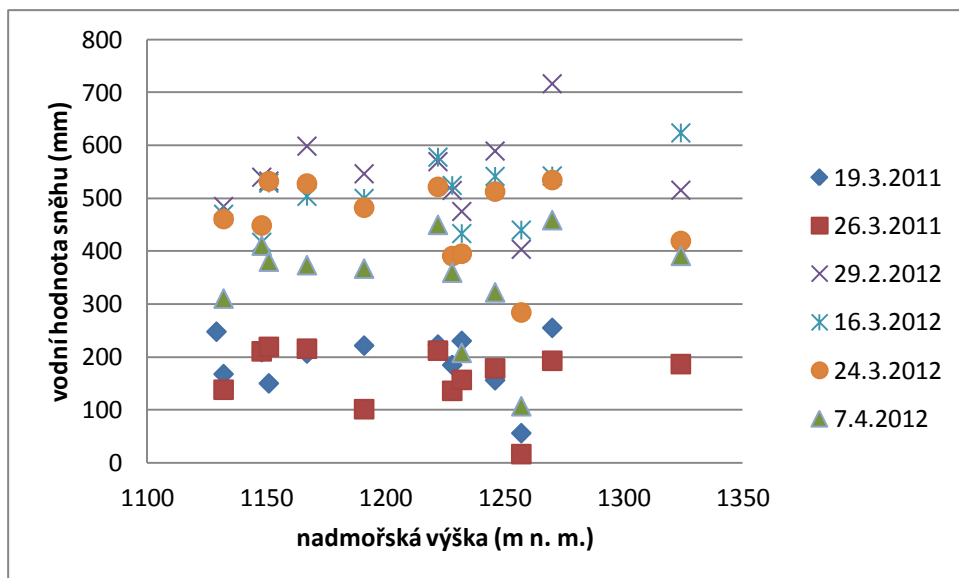
## 5. VÝSLEDKY

### 5.1 Faktory ovlivňující akumulaci a tání sněhu

Na akumulaci a tání sněhu, potažmo na odtok vody z povodí, mají vliv různé faktory. Především jde o nadmořskou výšku, vítr, expozici, sklon a vegetační kryt. Tyto faktory působí navzájem, přičemž jeden či více faktorů může dominovat. Míra ovlivnění jednotlivými faktory se může lišit v průběhu sezóny. Studium jednotlivých vlivů je důležitou, avšak velice složitou záležitostí. Často nelze jednoznačně určit, který faktor má na rozložení sněhové pokrývky největší vliv, jelikož působí různou silou a mohou mít protichůdné účinky (např. hřebenové partie mají největší nadmořskou výšku, zároveň zde vlivem silného vzdušného proudění dochází k odnosu materiálu větrem. Proto se v nejvyšším bodě povodí může ukládat méně sněhu, než v závěrovém profilu). V následujícím textu je hodnocen vliv jednotlivých faktorů v povodí Ptačího potoka. Výsledky tohoto rozboru jsou důležité především pro správnou interpretaci bodových měření SVH a výběr vhodné interpolační metody pro plošné rozložení sněhové pokrývky na ploše povodí.

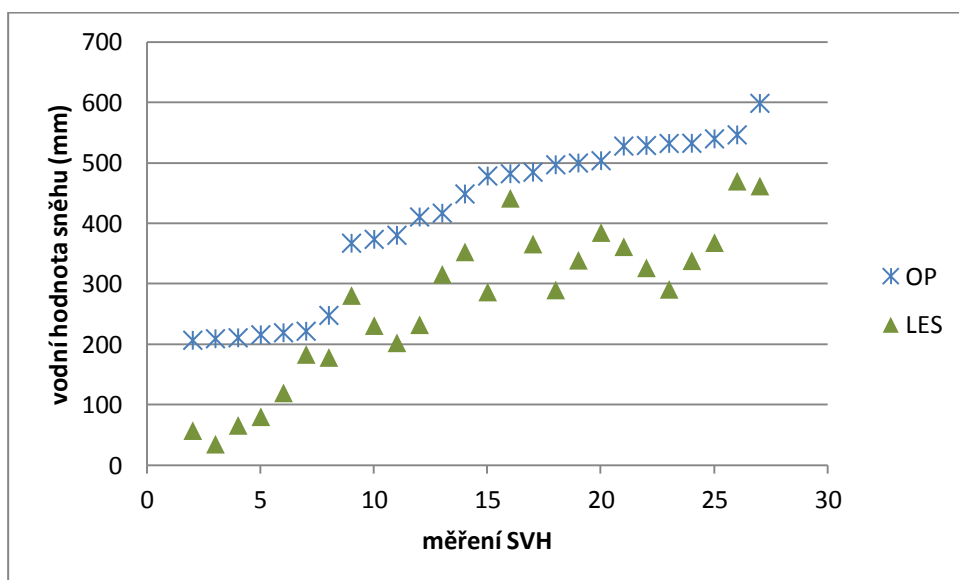
Vzhledem k relativně velkému vertikálnímu rozdílu mezi nejvyšším (Malá Mokrůvka, 1324 m n. m.) a nejnižším měřeným bodem povodí (závěrový profil 1134 m n. m.) byl zkoumán vliv nadmořské výšky na distribuci sněhu. Byly zkoumány hodnoty naměřené během všech sněhoměrných kampaní za roky 2011 a 2012., přičemž byly vybrány pouze hodnoty měřené na otevřené ploše, aby byl eliminován vliv vegetace. Analýzy byly prováděny pomocí statistického softwaru NCSS. Závislost na nadmořské výšce nebyla spolehlivě prokázána během žádného měření. Nejvyšší korelační koeficient 0,53 byl prokázán 16.3.2012. Ve třech případech byl koeficient záporný a většinou se pohyboval kolem nulové hodnoty. Koeficient determinace, který udává, jaký podíl rozptylu dat je regresní přímkou vysvětlen, byl 16.3.2012 pouze 0,28, v ostatních případech se pohyboval do 0,1. Níže je znázorněn graf závislosti SVH na nadmořské výšce. Z něj je patrné, že zde žádný trend není patrný (Obr. 25).





Obr. 25: Závislost SVH na nadmořské výšce.

Dále byl zkoumán vliv vegetace. Srovnány byly hodnoty měřené v lese a na otevřené ploše. Na první pohled je patrné, že druh vegetačního pokryvu výrazně ovlivňuje distribuci sněhu. Ve všech bodech, které jsou měřeny v obou prostředích, byla během všech sněhoměrných kampaní zjištěna menší SVH v lese než na otevřené ploše (Obr. 26).



Obr. 26: Srovnání akumulace sněhu v lese (LES) a na otevřené ploše (OP)

Dalším studovaným faktorem je vliv větru. Horní polovina povodí, která tvoří hřebenové partie a je tedy vůči větrnému proudění nejvíce exponována, je na většině plochy odlesněna. Tyto podmínky jsou ideální pro větrnou redistribuci sněhové pokrývky. Z analýzy

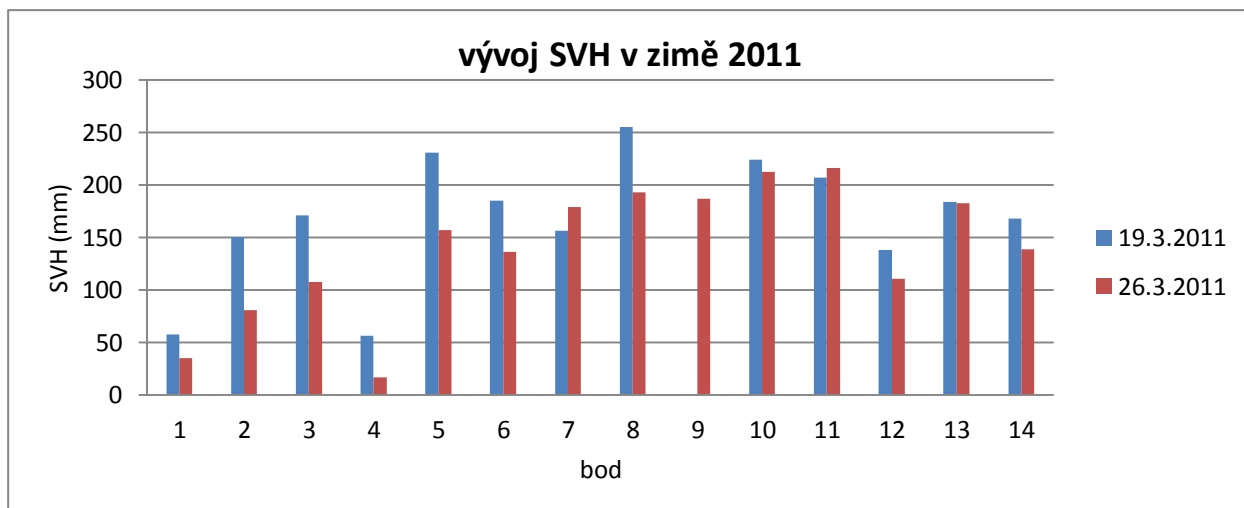
hodnot SVH nelze jednoznačně prokázat obecný trend v rozložení sněhu. U některých měřících bodů však můžeme tvrdit, že s velkou pravděpodobností je dominantním faktorem ovlivňujícím ukládání sněhu právě vítr. Patrný je například závětrný efekt Malé Mokrůvky, na jejímž vrcholu exponovanému vůči převládajícímu Z a JZ proudění, je méně sněhu, než na jejím SV, závětrném svahu. Nejméně sněhu je pravidelně měřeno na západně orientované pláni pod Černou horou, kde nejsou téměř žádné vegetační překážky ani terénní nerovnosti a vítr zde může dosáhnout značných rychlostí s velkou unášecí schopností. Dále byl sledován rozdíl mezi polohami exponovanými vůči větru a krytými mýtinami. Ani zde nebyla zjištěna žádná závislost.

Vliv expozice a sklonu na rozložení sněhové pokrývky zde nelze signifikantně prokázat vzhledem k poloze a orientaci měřených bodů.

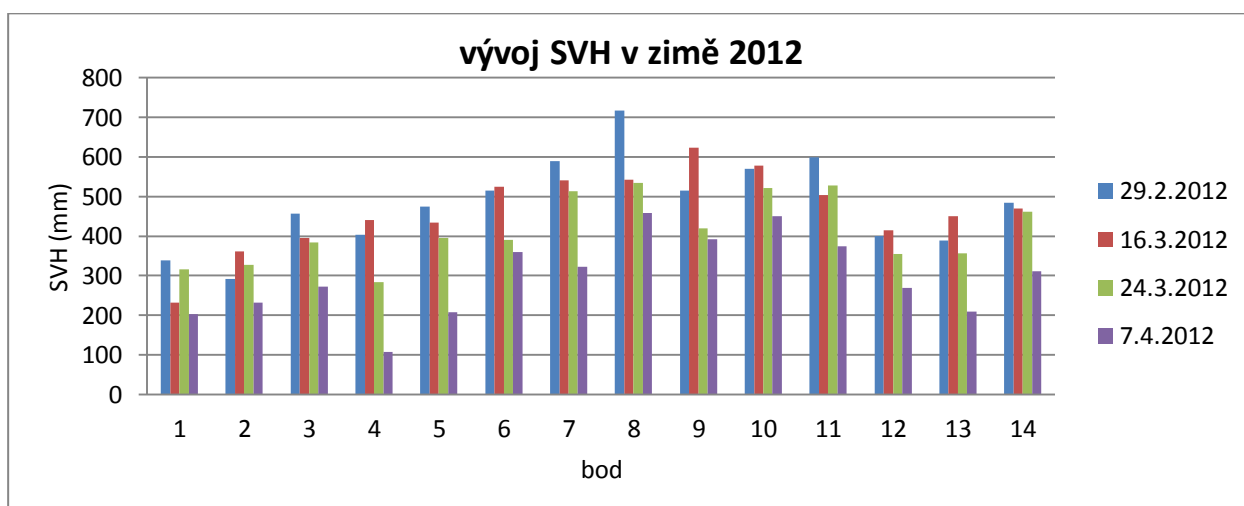
Z rozboru vlivu jednotlivých faktorů na ukládání sněhové pokrývky v povodí je patrné, že jediný spolehlivě prokazatelný vliv má druh vegetačního krytu. Ostatní faktory se vyznačují velkou prostorovou variabilitu a vzájemně protichůdným působením. Není tedy možné určit obecný trend, kterým by se ukládání sněhu řídilo.

## **5.2 Výsledky zpracování sněhových dat**

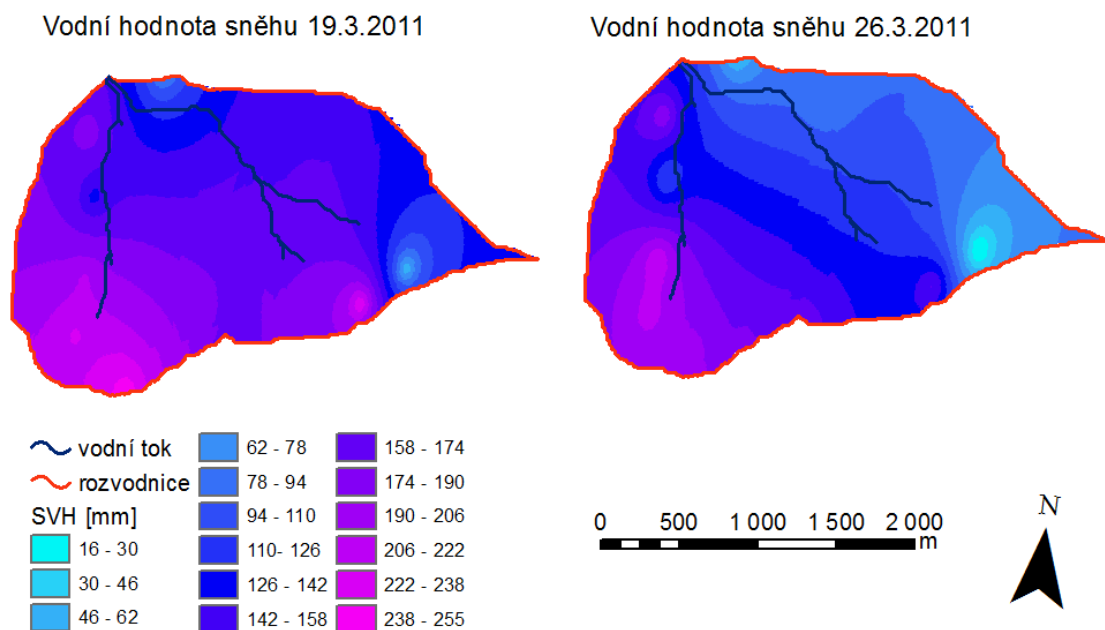
V této kapitole jsou uvedeny výsledky zpracování sněhových dat měřených během sněhoměrných kampaní. Obr. 27 a Obr. 28 zobrazují vývoj SVH během jednotlivých sněhových kampaní. V roce 2011 ze dvou termínů 19. a 26. 3. a v roce 2012 ze čtyř termínů 29.2., 16.3. 24.3 a 7.4. Data z květnové kampaně nejsou v grafu zanesena vzhledem k tomu, že na většině míst již byla sněhová pokrývka nesouvislá. U většiny bodů v obou letech je dobře vidět postupný úbytek SVH. Bodové hodnoty SVH během jednotlivých kampaní byly interpolovány metodou Radial Basis Function. Výsledky interpolace jsou na Obr. 29 a Obr. 30.



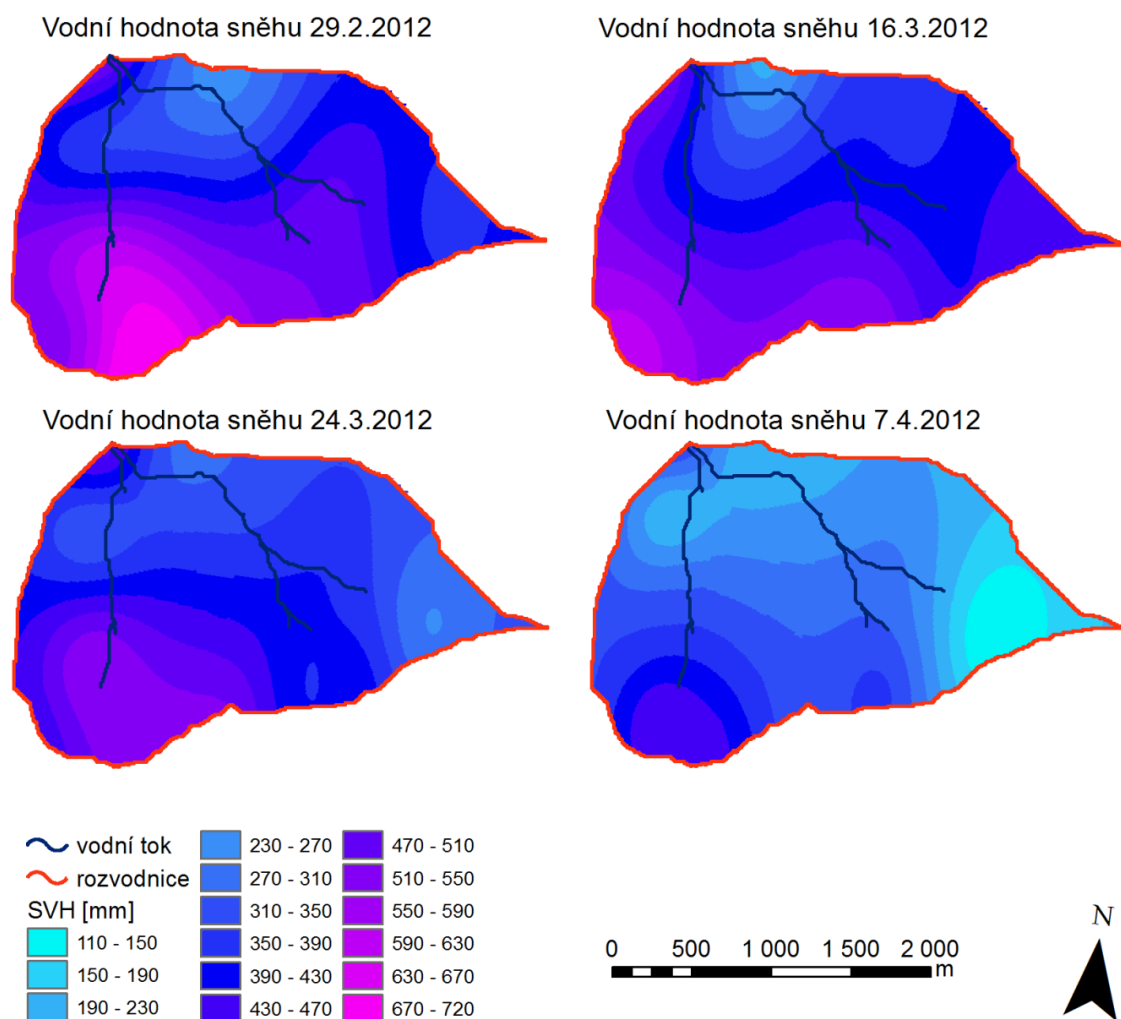
Obr. 27: Vývoj SVH v zimní sezóně 2011



Obr. 28: Vývoj SVH v zimní sezóně 2012



Obr. 29: Vývoj vodní hodnoty sněhu v období tání 2011.



Obr. 30: Vývoj vodní hodnoty sněhu v období tání 2012.

Hlavní informace, kterou bylo potřeba pro modelování akumulace a tání získat, byly hodnoty DDF mezi jednotlivými sněhoměrnými kampaněmi. Tyto hodnoty slouží pro odvození funkce ATI – meltrate, která v modelu udává rychlost tání v závislosti na teplotě vzduchu, případně její sezónní vývoj (detailně v kap. 5.3). Hodnoty DDF jsou uvedeny v Tab. 13.

<b>datum</b>	<b>19.3.2011</b>	<b>26.3.2011</b>	<b>29.2.2012</b>	<b>16.3.2012</b>	<b>24.3.2012</b>	<b>7.4.2012</b>	<b>6.5.2012</b>
<b>SVH [mm]</b>	165,19	129,35	461,00	440,00	398,43	281,26	11,45
<b>rozdíl SVH [mm]</b>		35,84		21,00	41,57	117,17	286
<b>teploty [°C]</b>		14,20		20,6	32,59	42,7	103,94
<b>DDF [mm.°C<sup>-1</sup>.d<sup>-1</sup>]</b>		<b>2,52</b>		<b>1,02</b>	<b>1,28</b>	<b>2,74</b>	<b>2,75</b>

Tab. 13: Vývoj hodnot DDF v období tání 2011 a 2012.

### 5.3 Odvozené parametry modelu a jejich kalibrace

Parametry odtokových modelů HEC – HMS (objem odtoku, přímý, základní a korytový odtok) byly odvozeny na základě terénních měření, analýz v programu ArcGIS 10, výpočtů a literatury. Výčet parametrů pro jednotlivé modely je uveden v Tab. 14, Tab. 15, Tab. 16 a Tab. 17

<b>metoda objemu odtoku - SCS Curve Number</b>	<b>počáteční ztráta [mm]</b>	<b>CN</b>	<b>nepropustný povrch [%]</b>
Subpovodí 1	32,07	61,3	0
Subpovodí 2	26,88	65,4	0
Subpovodí 3	26,17	66,0	0
Subpovodí 4	30,74	62,3	0
Subpovodí 5	30,87	62,2	0
Subpovodí 6	33,59	60,2	0

Tab. 14: Parametry modelu objemu odtoku

metoda přímého odtoku - Clark unit hydrograph	doba koncentrace [h]	retenční konstanta [h]
Subpovodí 1	2,51	0,91
Subpovodí 2	2,56	0,61
Subpovodí 3	2,76	0,44
Subpovodí 4	3,09	0,75
Subpovodí 5	3,27	0,81
Subpovodí 6	2,68	1,05

Tab. 15: Parametry přímého odtoku

metoda základního odtoku - Recession	počáteční průtok 2011 [m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> ]	počáteční průtok 2012 [m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> ]	poklesová konstanta	prahová hodnota průtoku
Subpovodí 1	0,0234	0,0172	0,85	0,1
Subpovodí 2	0,0207	0,0225	0,85	0,1
Subpovodí 3	0,0176	0,0192	0,85	0,1
Subpovodí 4	0,0150	0,0265	0,85	0,1
Subpovodí 5	0,0151	0,0300	0,85	0,1
Subpovodí 6	0,0234	0,0193	0,85	0,1

Tab. 16: Parametry základního odtoku

Metoda korytového odtoku - Muskum - Cunge	délka úseku [m]	sklon úseku [m.m-1]	Manningův součinitel drsnosti	tvar koryta	šířka koryta [m]
úsek toku 1	446	0,0269	0,04	obdélník	1
úsek toku 2	877	0,0285	0,04	obdélník	0,5
úsek toku 3	590	0,0424	0,04	obdélník	1
úsek toku 4	636	0,0204	0,04	obdélník	0,5

Tab. 17: Parametry korytového odtoku

Pro správnou simulaci akumulace a tání sněhové pokrývky je klíčové co nejpřesnější nastavení sněhového modelu. Parametry sněhového modelu pro celé povodí a jednotlivá subpovodí byly určeny na základě dat sněhové pokrývky a literatury, především manuálu programu (*Schafenberg, 2010*). Střední výška jednotlivých výškových pásem byla určena analýzou DMT v programu ArcGIS 10. Všechny počáteční podmínky výškových pásem byly stanoveny na hodnotu 0, jelikož na počátku simulace bylo povodí zcela bez sněhové pokrývky (Tab. 18).

sněhový model - Temperature Index	
parametry	
parametry pro celé povodí	
PX Temperature [°C]	0
Base Temperature [°C]	0
Wet Meltrate [mm.°C.d <sup>-1</sup> ]	4
Rain Rate Limit [mm.d <sup>-1</sup> ]	0,5
ATI-Meltrate Coefficient	0,98
ATI - Meltrate Function	Obr. 31
Cold Limit [mm.d <sup>-1</sup> ]	20
ATI-Coldrate Coefficient	0,84
ATI - Coldrate function	
Water Capacity [%]	3
Groundmelt [mm.d <sup>-1</sup> ]	0,2
parametry pro subpovodí	
Lapse Rate [°C/1000 m]	-6,5
parametry pro výšková pásma	
Střední výška pásma 1 [m n. m.]	1162,5
Střední výška pásma 1 [m n. m.]	1250
Střední výška pásma 1 [m n. m.]	1320
počáteční SVH [mm]	0
počáteční teplotní deficit [mm]	0
Počáteční objem tekuté vody [mm]	0
Počáteční ATI teplotního deficitu [1°C]	0
Počáteční ATI tání [°C.d <sup>-1</sup> ]	0

Tab. 18: Parametry sněhového modelu

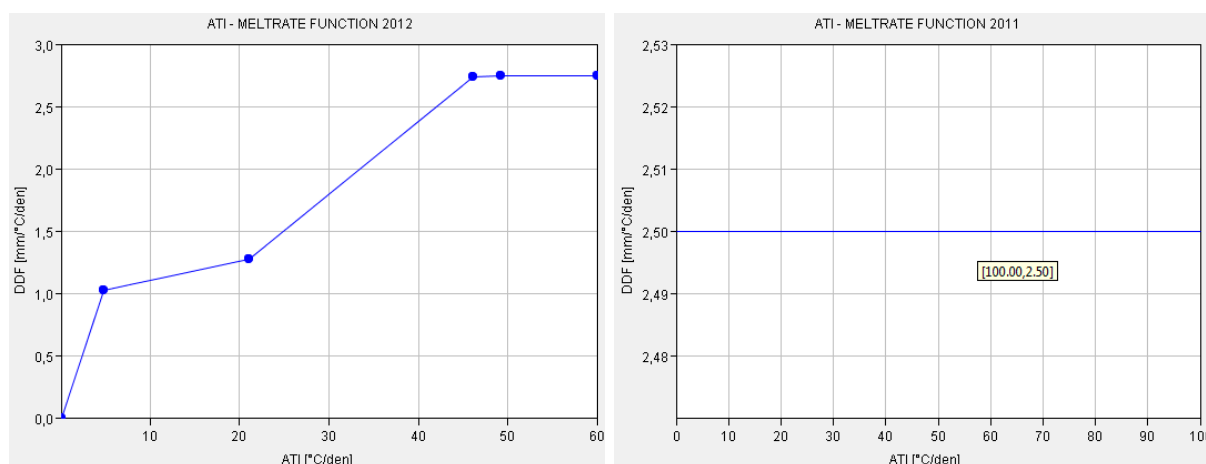
Zvláštní pozornost byla věnována parametru *ATI – Meltrate function*, vyjadřující závislost faktoru tání DDF (*Meltrate*) na vývoji teploty vzduchu v předchozích dnech (*Antecedent temperature index, ATI*). Tato funkce nepřímo vyjadřuje sezónní vývoj DDF. Její průběh se může každou sezónu poměrně významně lišit a je tedy nutné ji odvodit pro každý simulovaný rok zvlášť.

Jako první byla odvozena funkce pro zimní sezónu 2012, jelikož máme hodnoty DDF z více sněhoměrných kampaní. Z Tab. 19, která udává k jednotlivým hodnotám DDF a ATI období, za která byly tyto hodnoty změřeny, je patrné, že v této sezóně se postupně DDF zvyšoval, a to od 1,02 mm.°C.d<sup>-1</sup> na počátku období tání do 2,75 mm.°C.d<sup>-1</sup> na jeho konci. Funkce *ATI – meltrate* je znázorněna na Obr. 31 - nahoře.

Pro zimní sezónu 2011 máme pouze jednu hodnotu DDF za období 19. - 26.3. 2011 a nelze tak přímo odvodit závislost vývoje DDF na ATI. Proto byly sestaveny dvě funkce, jedna byla odvozena na základě funkce pro rok 2012 a jedna měla konstantní hodnotou změřeného DDF 2,5 mm.°C.d<sup>-1</sup> pro všechny hodnoty ATI. Pro výsledné modelování byla vybrána konstantní funkce (Obr. 31 - dole) díky lepší shodě mezi naměřenými a simulovanými hodnotami.

datum rok 2012	DDF [mm.°C.d <sup>-1</sup> ]	průměrná ATI [°C.d <sup>-1</sup> ]
29.2.-15.3.	1,02	4,77
16.-23.3.	1,27	21,1
24.3.-6.4.	2,74	46,1
7.4.-6.5.	2,75	49,3

Tab. 19: Hodnoty DDF a ATI za období mezi jednotlivými sněhoměrnými kampaněmi v zimní sezóně 2012. Z tabulky je patrný sezónní vývoj obou parametrů.



Obr. 31: Funkce ATI – meltrate, znázorňující vývoj DDF v závislosti na vývoji teplot vzduchu v předchozích dnech v zimní sezóně 2012 (vlevo) a 2011 (vpravo)

Výrazná odlišnost funkce mezi oběma sezónami a nevyvinutý sezónní trend v roce 2011 koresponduje s vývojem obou sezón. V průběhu sezóny 2012 nenastaly žádné větší oblevy, sněhová pokrývka se postupně akumulovala a v období tání nastaly dlouhodobě kladné průměrné denní teploty bez výraznějších ochlazení. Faktor tání, který závisí na teplotách vzduchu v několika předchozích dnech, se tedy mohl postupně vyvíjet. V sezóně 2011 proběhlo několik dílčích oblev v průběhu zimních měsíců. Maximální hodnoty SVH před počátkem období tání nedosáhly takových hodnot jako v následujícím roce, období tání bylo



podstatně kratší a DDF se tedy nemohl vyvíjet. Tento fakt koresponduje i se sezónním vývojem ATI, který v průběhu roku 2011 několikrát dosahoval kladných hodnot (dílní oblevy), ovšem v období tání byly maximální hodnoty téměř poloviční proti roku 2012.

Jak bylo zmíněno výše, uvedené parametry byly získány souborem analýz, výpočtů, terénních měření, či jsou odvozeny z tabulek a literatury jiných autorů (*Kutláková, Jeníček 2012; Schaffenberg, Fleming, 2010; Jeníček, 2009a; De Wale, Rango, 2008; Singh a Singh, 2001*). Procesy odehrávající se v přírodě jsou ovšem podstatně složitější a zatím ani dle nejpropracovanějších metodik je nelze 100% vystihnout. Zřídka se stane, že s prvotním nastavením modelu je dosaženo nejlepších možných výsledků a některé parametry je třeba kalibrovat.

Tento model byl kalibrován na povodí Ptačího potoka pro zimní období 2011 a 2012. V první fázi byl kalibrován sněhový model, který simuluje vývoj SVH. Jeho správná kalibrace je nejdůležitějším krokem k úspěšnému modelování odtoku ze sněhové pokrývky, jelikož je první v kaskádě modelů, a počítá tak s největším objemem srážek. Pokud jsou jeho parametry špatně nastaveny, může způsobit největší chybu simulace. Modelování vývoje SVH je navíc samo o sobě předmětem výzkumu mnoha odborníků (*Stainzel et al. 2008; Vehviläinen, 1989 a další*), a je nejdůležitějším bodem i v této práci. Parametry, které bylo třeba upravit, jsou *PX Temperature* a *Wet Meltrate*.

Ve druhé fázi byly kalibrovány ostatní modely. Na rozdíl od kalibrace sněhového modelu se tato ukázala velice složitá a problematická. Nejlepší shody simulovaných a pozorovaných průtoků bylo dosaženo s použitím neočekávaných hodnot některých parametrů. Především hodnoty CN křivek byly sníženy na hodnotu, která je pro dané území nepravděpodobná. I po dosazení parametrů s nejlepší shodou nebyla simulace uspokojivá. Kalibrované parametry jsou uvedeny v Tab. 20.

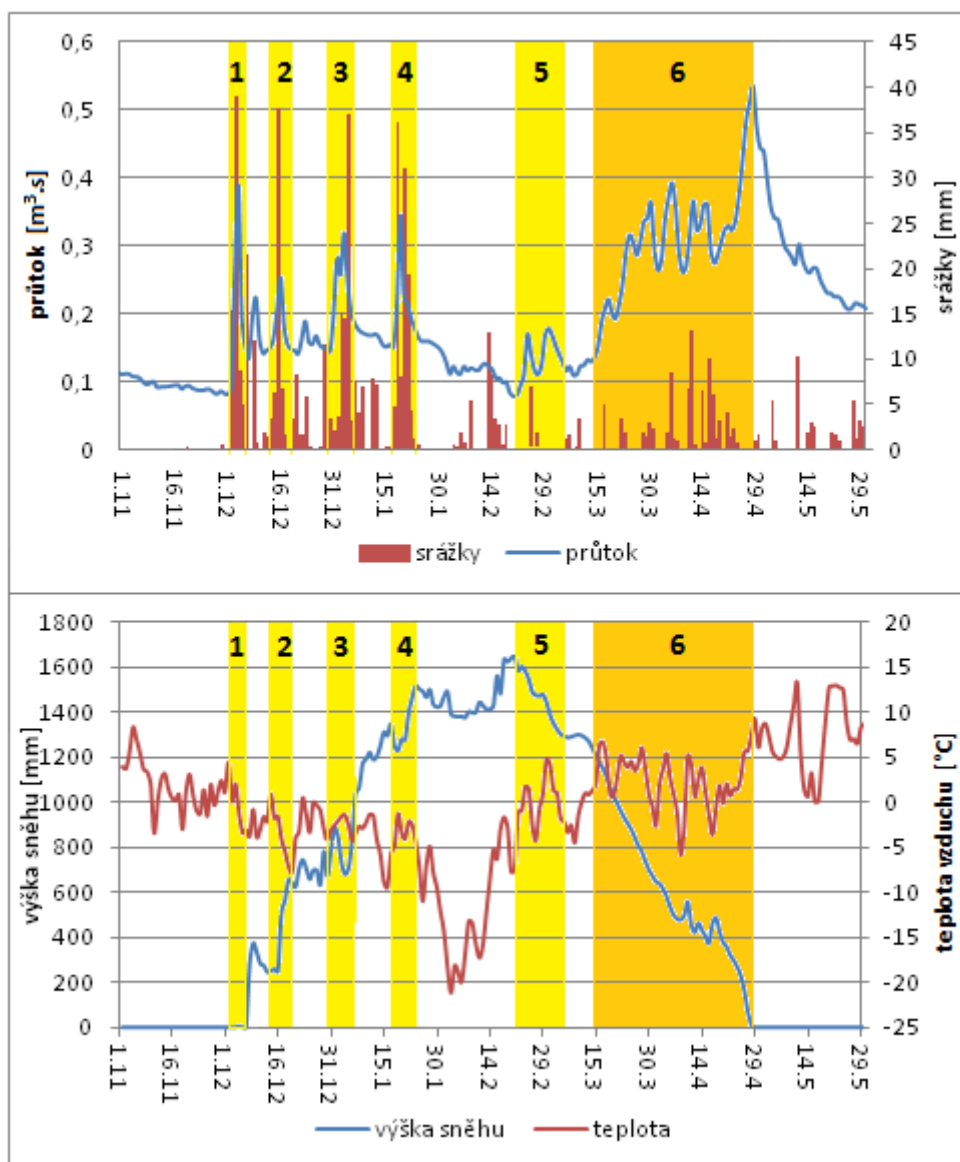
model	parametr	opravný koeficient
sněhový	PX Temperature	z 0 na 0,4 *
sněhový	Wet Meltrate	0,85
objemu odtoku	Počáteční ztráta	0,07
objemu odtoku	CN křivka	0,5
přímého odtoku	Doba koncentrace	10
přímého odtoku	Retenční konstanta	15
základního odtoku	Poklesová konstanta	1,16
základního odtoku	Prahová hodnota průtoku	3

Tab. 20: Kalibrované parametry a jejich opravné koeficienty. \* u parametru PX temperature je psaná přímo změna hodnoty parametru.

## 5.4 Modelování vodní hodnoty sněhu a odtoku ze sněhu

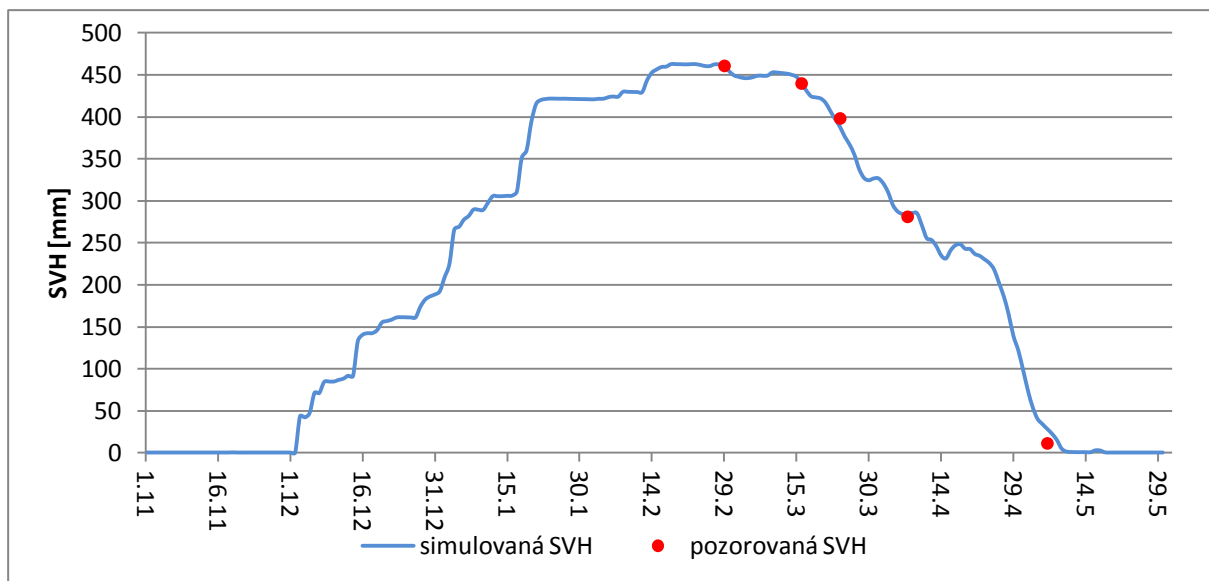
### 5.4.1 Období 1.11.2011. – 31.5.2012

Zimní sezóna 2012 byla poměrně studená a na sníh bohatá. V průběhu zimy téměř nedocházelo k dílčím oblevám a sněhová pokrývka se tak akumulovala od 8.12. do poloviny března, kdy nastalo období tání. Pokrývka zcela roztála v polovině května. Maximální výška sněhu na ultrazvukovém čidle v závěrovém profilu povodí byla dosažena 21.2.2012, a to 164,4 cm. Nejvyšší hodnoty naměřené během březnových sněhoměrných kampaní se pohybovaly přes 2 00 cm. Tyto hodnoty byly měřeny na závětrném svahu Malé Mokrůvky. Ve čtyřech případech (č. 1 – 4 na Obr. 32) došlo ke krátkodobě zvýšeným průtokům v souvislosti s vysokými srážkovými úhrny. Nejvyšší průměrné denní teploty během těchto epizod se pohybovaly kolem 0°C (-2°C - + 5°C) a nejvyšší denní maxima přesáhly 0°C. Alespoň po část období tedy vypadávaly srážky v kapalném skupenství. Zároveň se tyto epizody shodují s obdobím zvýšené akumulace sněhové pokrývky, především epizoda č. 2 a 4. Během epizody č. 5 došlo ke zvýšeným průtokům vlivem kladných teplot vzduchu. Srážky byly v porovnání s předchozími epizodami minimální a zvýšení průtoku oproti srážkovým epizodám nebylo tak výrazné. V tomto období začala výrazně klesat výška sněhové pokrývky. 6. epizoda znázorňuje období tání s trvale kladnými teplotami vzduchu a trvalým poklesem sněhové pokrývky. V tomto období se průtok zvýšil až na pětinasobnou hodnotu (Obr. 32).



Obr. 32: Vývoj průtoků, srážek (horní graf), výšky sněhu a teploty vzduchu (spodní graf) během zimní sezóny 2012. Světle žlutá barva znázorňuje dílčí epizody zvýšených průtoků během celé sezóny, tmavě žlutá barva znázorňuje průběh období tání.

Vývoj SVH je v programu HEC – HMS modelován v závislosti na nadmořské výšce. Výsledky simulací si můžeme v programu DSS – Vue prohlížet pro jednotlivá subpovodí či dokonce jejich výšková pásma. Z výsledků kapitoly 5.1 je však patrné, že nadmořská výška není na povodí Ptačího potoka hlavním ovlivňujícím faktorem akumulace a tání sněhové pokrývky. Pro účely hodnocení správné kalibrace modelu byly hodnoty za jednotlivá subpovodí zprůměrovány a následně srovnány s hodnotami získanými v terénu (Obr. 33).



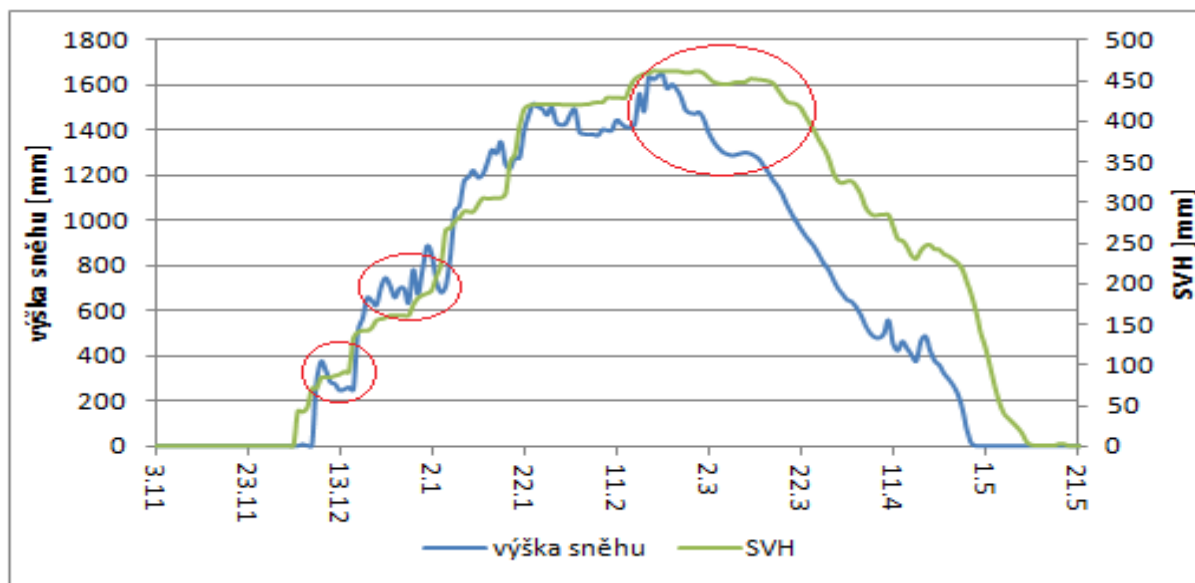
Obr. 33: Simulované a měřené hodnoty SVH během zimní sezóny 2012.

datum	simulovaná SVH [mm]	pozorovaná SVH [mm]	absolutní odchylka [mm]	relativní odchylka [%]
29.2.2012	459,6	461,0	-1,4	-0,30
16.3.2012	438,8	440,0	-1,2	-0,27
24.3.2012	398,0	398,4	-0,4	-0,10
7.4.2012	285,1	281,3	3,8	1,35
6.5.2012	28,2	11,5	16,7	145

Tab. 21: Srovnání simulovaných a pozorovaných hodnot SVH během zimní sezóny 2012

Shoda mezi simulovanými a měřenými hodnotami SVH je velice uspokojivá. Jednotlivé hodnoty včetně vybraných objektivních kritérií jsou uvedeny v Tab. 21. Kritérium Nash-Sutcliffe pro celou simulaci vychází na 0,997 a jedná se tedy o téměř absolutní shodu. Větších rozdílů dosahuje simulaci na konci sezóny (6.5.2012), kdy již nebylo povodí souvisle pokryto sněhovou pokrývkou a výsledky terénního měření lze brát pouze orientačně. Vývoj simulace se dobře shoduje i s kontinuálně měřenou výškou sněhu v závěrovém profilu povodí. Hlavní rysy obou křivek jsou shodné. Dobře je zde vidět rozdíl mezi oběma veličinami. V mnoha případech se výška sněhu snižuje, zatímco SVH stagnuje přibližně na stejné hodnotě. Jde o proces metamorfózy a zrání sněhové pokrývky, kdy se mění krystalická struktura sněhu a sněhová pokrývka sesedá, aniž by se měnila její vodní hodnota (příklady červeně vyznačeny na Obr. 34). Dále je zde dobře patrný vývoj hustoty sněhu během sezóny.

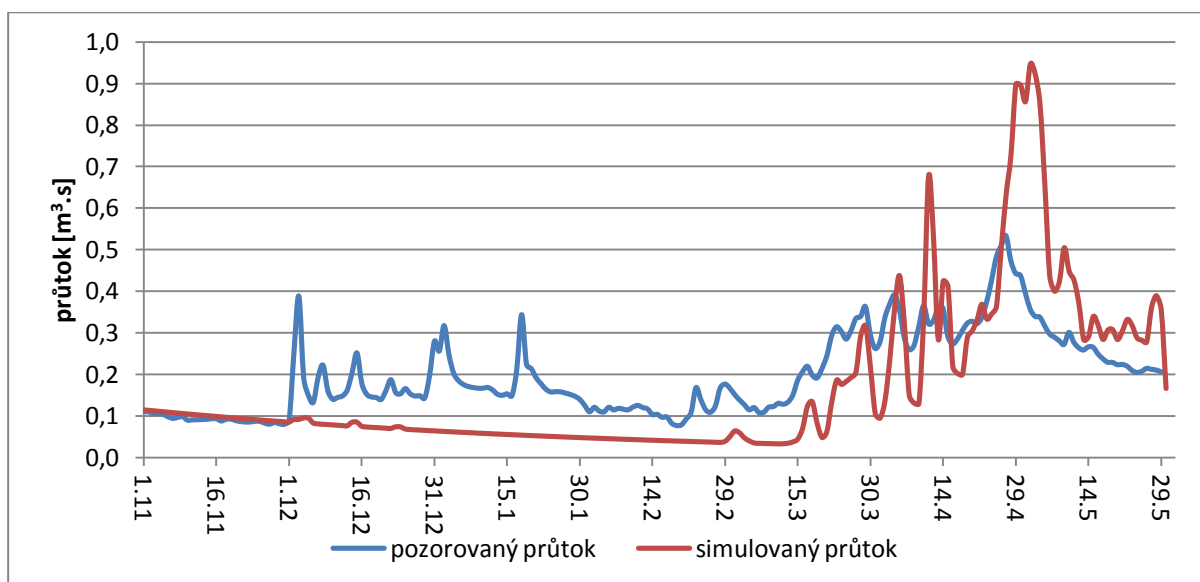
Zatímco v období akumulace je rozdíl výšky sněhu a SVH poměrně stálý (zhruba čtyřnásobný), v období tání se postupně snižuje až na polovinu.



Obr. 34: Vývoj výšky sněhové pokrývky a SVH v zimní sezóně 2012. Červeně vyznačeny příklady metamorfózy a zrání sněhové pokrývky.

Simulace odtoku vody z povodí v zimní sezóně 2012 probíhala v denním kroku. Na první pohled nebylo docíleno dobré shody s pozorovanými daty. Model téměř nezaznamenal zvýšené průtoky v průběhu zimy a začal reagovat až v období tání, kdy naopak kulminační vlnu silně nadhodnotil. Tohoto výsledku bylo navíc dosaženo s nepravděpodobně nízkými hodnotami CN křivek. Při použití vyšších hodnot CN byly kulminační průtoky ještě vyšší, jinak se průběh simulace výrazně nezměnil. Vzhledem k neuspokojivému výsledku při použití této metody, byla vyzkoušena poměrně jednoduchá a na parametry nenáročná metoda *Initial and constant*. Parametry modelu byly odvozeny na základě tabelovaných hodnot v manuálu programu (Schaffenberg, Fleming, 2010) a následně kalibrovány. Výsledek simulace se změnil pouze minimálně a tak byla ponechána metoda CN křivek. Pro použití složitější metody, která by mohla lépe vystihnout půdní podmínky a vlastnosti infiltrace, je zapotřebí další terénní výzkum, který momentálně na povodí probíhá. Na vybraných lokalitách s odlišným půdním typem, vegetací a sklonitostí je pomocí infiltrometru měřena infiltrace ve dvou úrovních půdního profilu. Z obou úrovní je odebírán půdní vzorek pro zjištění kapacity pórů a momentálního stavu nasycení. Na základě měření bude možné určit sytostní půdní doplněk a nasycenou hydraulickou vodivost. Výsledky však budou k dispozici až v příští

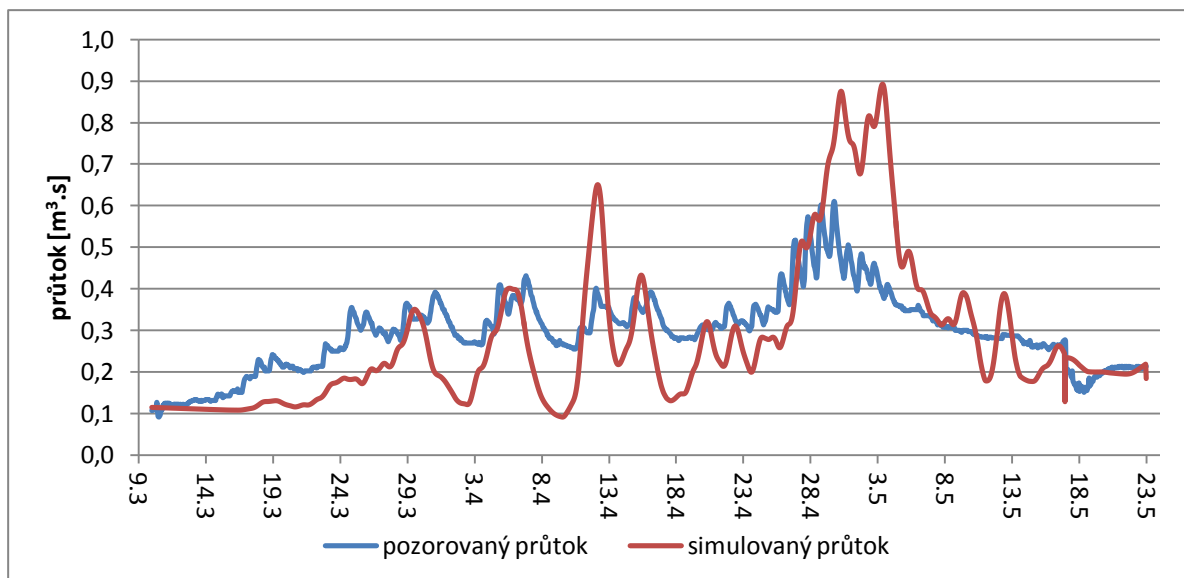
sezóně. Výrazný rozdíl mezi průběhem křivek od počátku simulace po období tání naznačuje velkou citlivost povodí, kterou model není schopen podchytit. Průběh simulace se nezměnil ani v případě jiného nastavení sněhového modelu- snížení parametru *Water capacity* na 0% (veškeré kapalně srážky by byly okamžitě dostupné pro odtok. Pokud by tedy pršelo, model by měl průtokovou vlnu zaznamenat) a zvýšení hodnoty DDF při nižších hodnotách ATI (k výraznému tání a odtoku by docházelo již při teplotách lehce nad 0°C). Změna ostatních parametrů sněhového modelu taktéž nevedla k výrazným změnám. Pouze při nulové hodnotě PX Temperature model reagoval lépe během první zvýšené průtokové vlny. Dále však simulaci neovlivnil a naopak negativně se projevil při simulaci vývoje SVH.



Obr. 35: Simulované a pozorované průtoky v zimní sezóně 2012.

Simulace průtoků během období tání byla simulována v hodinovém kroku. Okrajové podmínky sněhového modelu byly odvozeny ze simulace pro celou zimní sezónu. Na první pohled také nebylo dosaženo dostatečné shody s pozorovanými daty. Model zaznamenává vlny zvýšených průtoků, jejich amplituda je však mnohem vyšší než u pozorované řady. Minimální simulované průtoky jsou podhodnocené, hlavní kulminační vlna má výrazně větší objem a na rozdíl od pozorovaných dat má dvě maxima. Kulminační průtok prvního maxima je spožděn o 1 den, druhého maxima o 4 dny oproti pozorovanému maximu.

Míra shody vyjádřená pomocí vybraných objektivních kritérií je znázorněna v Tab. 22.



Obr. 36: Simulované a pozorované průtoky během období tání 2012.

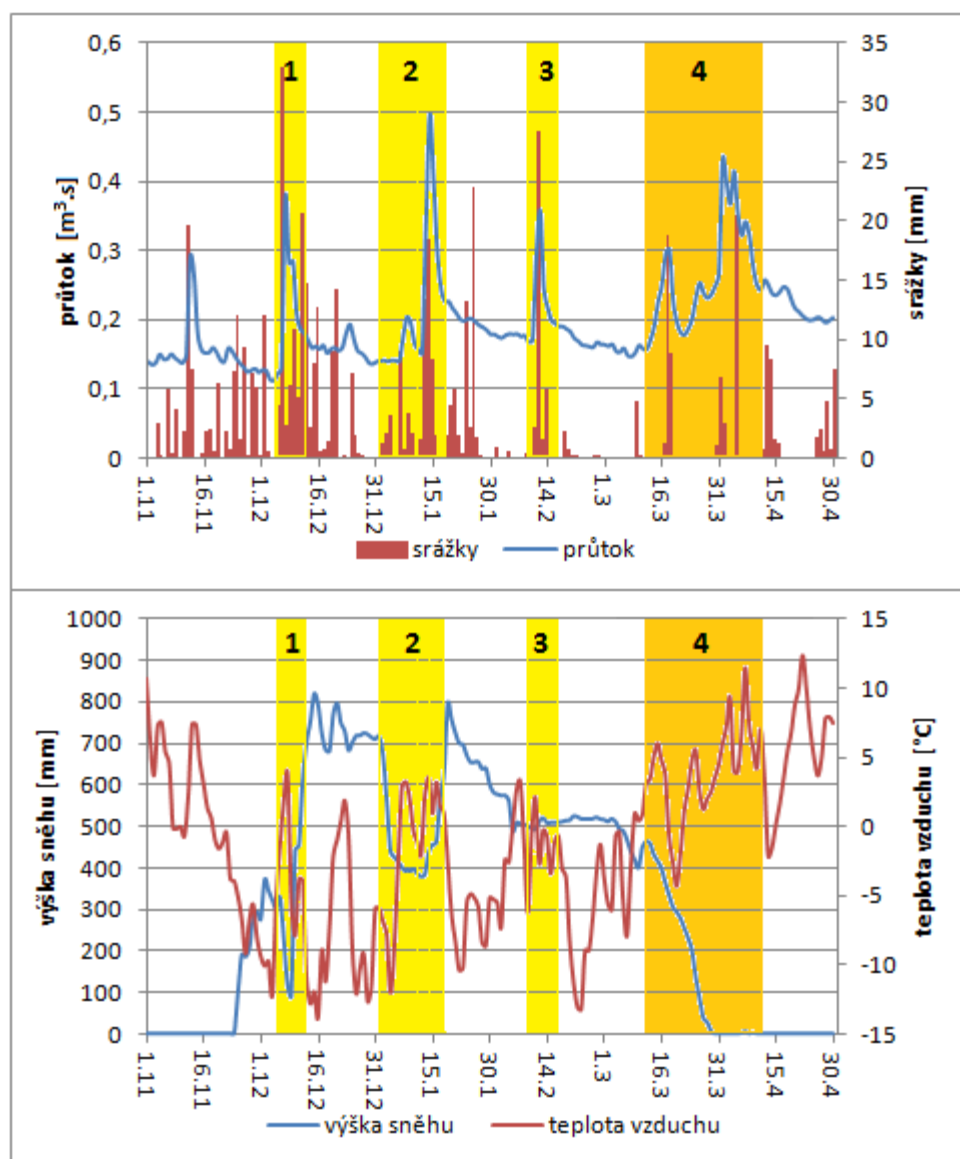
parametr	celá sezóna		období tání	
	hodnota	relativní chyba	hodnota	relativní chyba
Nash-Sutcliffe	-0,80		-0,82	
kulminace - modelovaný	0,95	77%	0,89	46%
kulminace - pozorovaný	0,53		0,61	
objem vlny - modelovaný	35,28	-16%	491,93	-6%
objem vlny - pozorovaný	42,22		524,13	

Tab. 22: Hodnocení úspěšnosti simulace pomocí vybraných objektivních kritérií.

#### 5.4.2 Období 1.11.2010 – 30.4.2011

Zimní sezóna 2011 byla oproti následující zimě kratší, mírnější s výraznými dílčími oblevy a menší akumulací sněhové pokrývky (Obr. 37). Akumulace započala již 17.11.2011. Nejstudenějším měsícem byl prosinec ( $-6,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). První obleva nastala v první polovině prosince a byla zapříčiněna vysokými teplotami vzduchu v kombinaci s velkými srážkovými úhrny (epizoda 1). V první polovině ledna došlo k další významné oblevě způsobené dlouhodobějším oteplením (epizoda 2). Průtoky během této epizody dosáhly maximálních hodnot za celou zimní sezónu. Třetí epizoda nastala v polovině února. Kladné teploty vzduchu v kombinaci se srážkami zapříčinily výrazné zvýšení průtoků. Úbytek sněhu však nebyl zaznamenán. Období tání nastalo 12.3. 2011 a bylo v porovnání s rokem 2012 kratší s celkově menšími průtoky (epizoda 4). V porovnání s kulminačními průtoky během dílčích oblev nešlo o výraznější událost. Maximální výška sněhové pokrývky, 81,9 cm, byla

ultrazvukovým čidlem změřena 15.12.2011 Druhé maximum nastalo krátce po lednové oblevě, 18.1.2011, 79,5 cm. Na počátku období tání bylo změřeno 45,8 cm.

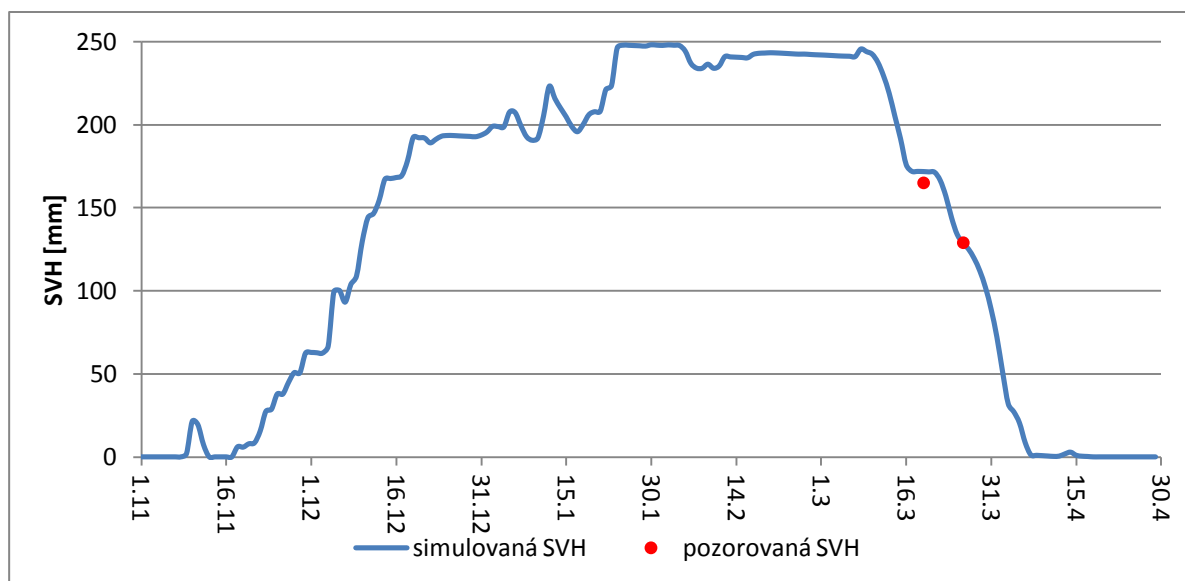


Obr. 37: Vývoj průtoků, srážek (horní graf), výšky sněhu a teploty vzduchu (spodní graf) během zimní sezóny 2011. Světle žlutá barva znázorňuje dílčí epizody zvýšených průtoků během celé sezóny, tmavě žlutá barva znázorňuje průběh období jarního tání.

Výsledek simulace vývoje SVH v zimní sezóně 2011 je znázorněn na Obr. 38. Srovnání měřených a simulovaných hodnot SVH bylo možné pouze na základě dvou hodnot z pokročilejšího stadia období tání. Model dosahuje poměrně dobré shody především v druhém bodu. V prvním bodu je hodnota mírně nadhodnocená. Jednotlivé hodnoty včetně vybraných objektivních kritérií jsou uvedeny v Tab. 23. Kritérium Nash-Sutcliffe vychází na



0,93 a jedná se tedy o velice uspokojivou shodu. Pro přesnější zhodnocení spolehlivosti simulace by bylo zapotřebí více údajů o SVH z terénu.

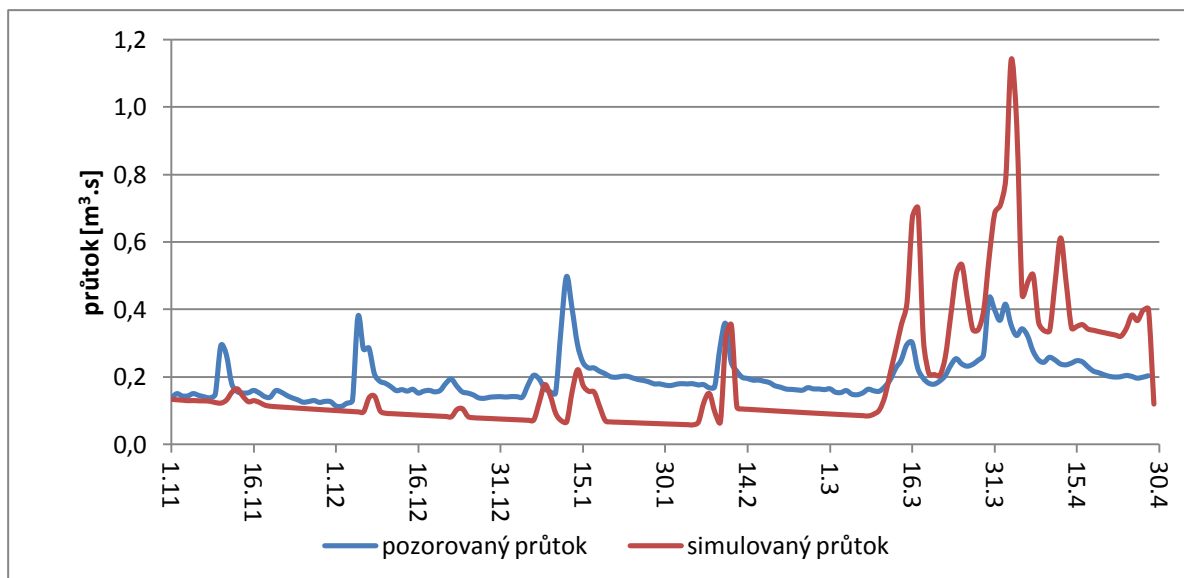


Obr. 38: Simulované a měřené hodnoty SVH během zimní sezóny 2011

datum	simulovaná SVE [mm]	pozorovaná SVE [mm]	absolutní odchylka [mm]	relativní odchylka [%]
19.3.2011	171,8	165,0	6,8	4,12
26.3.2011	129,1	129,0	0,1	0,08

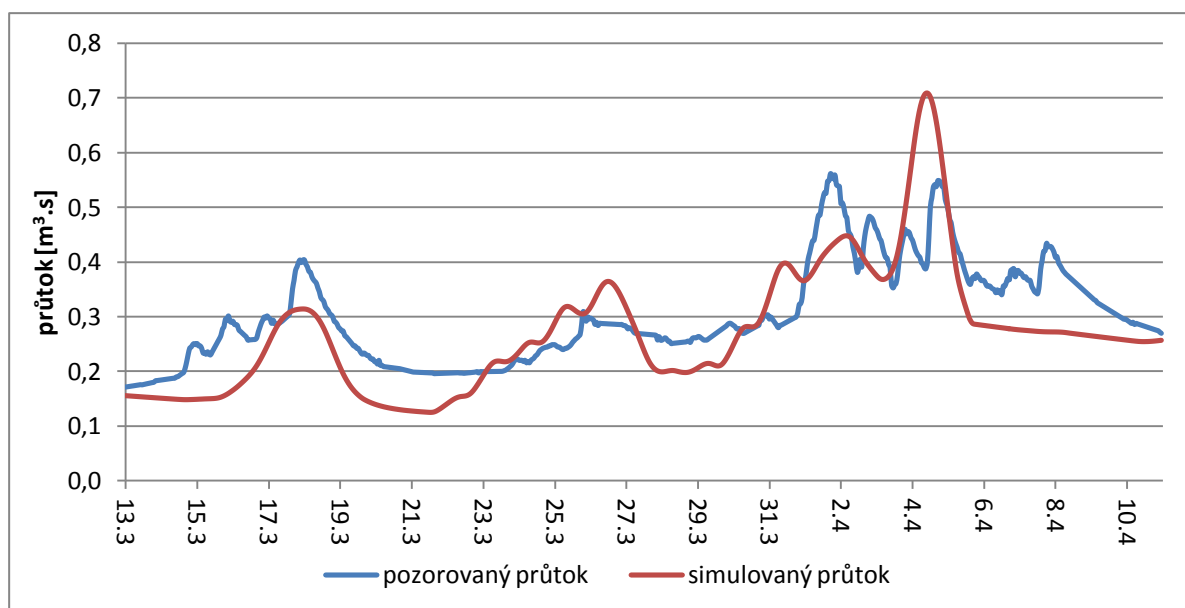
Tab. 23: Srovnání simulovaných a pozorovaných hodnot SVH během zimní sezóny 2011.

Dlouhodobá simulace odtoku z povodí pro zimní sezónu roku 2011 byla modelována v denním kroku. Shoda s pozorovanými daty je podstatně větší než v roce 2012. Rozdíl objemu odtoku činí pouze 3 procenta, stejně jako v roce 2012 však model podhodnotil průtok v zimních měsících a naopak silně nadhodnotil objem v průběhu období tání. Rozdíl kulminačního průtoky během období tání činí 129 %. Maximální průtok navíc nastal již při lednové oblevě, zatímco model jej simuloval počátkem dubna. Simulovaný kulminační průtok během období tání se oproti pozorovanému zpozdil o 3 dny.



Obr. 39: Simulované a pozorované průtoky během zimní sezóny 2011

Simulace období tání byla provedena v hodinovém kroku. Pro dosažení nejlepší shody byly upraveny některé parametry, především byla ponechána původní hodnota počáteční ztráty (tedy desetinásobek kalibrované hodnoty). Dále byla snížena poklesová konstanta z hodnoty 0,99 na 0,97 a navýšena prahová hodnota z 0,3 na 0,4. Dle objektivních kritérií dosáhla simulace nejlepšího výsledku (Tab. 24). Počátek simulace byl opět lehce podhodnocen a kulminační průtok dosáhl vyšších hodnot než pozorované průtoky, ale rozdíly jsou méně výrazné než u předchozích simulací. Vzhledem k charakteru metody objemu odtoku SCS CN může být příčinou lepších výsledků fakt, že tato epizoda má ze všech simulací nejkratší trvání.



Obr. 40: Simulace průtoků období tání 2011

parametr	celá sezóna		období tání	
	hodnota	relativní chyba	hodnota	relativní chyba
Nash-Sutcliffe	0,36		0,42	
kulminace - modelovaný	1,14	129%	0,71	26%
kulminace - pozorovaný	0,50		0,56	
objem vlny - modelovaný	34,53	-3%	284,58	-7%
objem vlny - pozorovaný	35,64		301,96	

Tab. 24: Hodnocení úspěšnosti simulace pomocí vybraných objektivních kritérií

## 6. DISKUSE

Matematické modelování je široce používaným nástrojem pro řešení různých otázek v hydrologii i v jiných oborech. Každý model je však zatížen nejistotami, které snižují jeho spolehlivost a tím i použitelnost (Beven, 2001). Tato kapitola si klade za úkol upozornit na nejistoty modelu HEC-HMS a použitých metod, které ovlivnily výsledky této práce. Kapitulu můžeme rozdělit do následujících bodů:

- nejistoty vstupních dat
- nejistoty modelu
- zhodnocení výsledků práce
- náměty dalšího výzkumu

- **nejistoty vstupních dat**

*Nejistoty meteorologických časových řad* - všechny meteorologické časové řady použité v této práci mají bodový charakter a možnosti vystižení jejich prostorové variability, která může být obzvláště v horském terénu značná, jsou omezené. Nejistoty jednotlivých meteorologických dat jsou popsány v dalších odstavcích.

*Nejistoty průtokových dat* - nejistoty průtokových dat vyplívají z kvality konsumpční křivky sloužící pro přepočet výšky hladiny na průtok. Na Ptačím potoce probíhá pravidelné měření průtoků pro její konstrukci od roku 2007 a dle regresní rovnice je poměrně spolehlivá v rozmezí měřených hodnot. Hlavní nejistota vyplývá ze skutečnosti, že měření nebyly podchyceny extrémní průtoky jak maximální, tak ani minimální. Maximální změřená hladina byla 315 mm, avšak ve zkoumaném období dosáhlo maximum v sezóně 2011 hodnoty 685 mm, tedy více než dvojnásobek a v roce 2012 hodnoty 524 mm. Průběh konsumpční křivky se v těchto hodnotách může výrazně lišit. Dále poslední měřené hodnoty naznačují změnu průtokových poměrů, jelikož při nižší hladině je dosahováno vyšších průtoků.

*Nejistoty srážkových dat* - další nejistota je spojena s odvozením srážkových dat pro povodí Ptačího potoka ze tří nejbližších stanic ČHMÚ – Horská Kvilda, Filipova Huť a Prášily. Srážkové poměry se v horském prostředí výrazně liší i na malých vzdálenostech v závislosti na nadmořské výšce a expozici vůči větrnému proudění (Singh a Singh, 2001). Analýza srážek

a vytvoření časové řady pro modelové povodí proběhla na základě dat ze srážkoměru na Ptačím potoce, který funguje pouze v letním období. Hodnoty pro zimní období byly odvozeny na základě korelace dat ze srpna až října 2011, závislost těchto stanic však může mít v zimním období zcela jiný charakter.

*Nejistoty sněhových dat* - hlavní nejistota spojená se sněhovými daty vychází z bodového měření SVH během sněhoměrných kampaní. Rozložení sněhové pokrývky je značně variabilní a to jak v měřítku celého povodí, tak i v řádu metrů (*Singh a Singh, 2001*). Hustota a lokalizace měřících bodů je závislá na časových možnostech terénních pracovníků a její vhodnost je sama o sobě nejistotou. Metodika měření každého bodu se stále vyvíjí. V této práci byla snaha co nejlépe vystihnout variabilitu v malém měřítku a poskytnout poměrně přesnou průměrnou hodnotu pro lokalitu v okolí bodu.

Další vyhodnocení sněhových dat ovlivňuje především výběr interpolační metody. Za tímto účelem byl proveden detailní rozbor fyzicko - geografických charakteristik ovlivňujících akumulaci sněhové pokrývky, který ukázal, že dominantním faktorem je vliv vegetace a ostatní vlivy se jednoznačně neprojevují. Velký vliv vegetace dokládají také např. *Jeníček (2009a)*; *Montesi, (2004)*; *Jones, et al. (2001)*. *Hříbík, et al. (2008)* dokládá, že vliv nadmořské výšky může být eliminován vlivem větru. Vliv vegetace byl do modelu zapracován již při samotném výběru bodů pro interpolaci (hodnoty SVH byly měřené v lese či na otevřené ploše podle převládajícího vegetačního krytu v okolí bodu). Dále byly vyloučeny metody využívající nezávislou proměnnou. Vybrána byla metoda Radial Basis Function, avšak nelze vyloučit lepší vhodnost jiné interpolační metody (např. IDW, Spline, Kriging). Rozdíly průměrné SVH na povodí po interpolaci různými metodami se však lišily v řádu milimetrů a při hodnotách nad 120 mm (nejnižší interpolovaná hodnota) se nejedná o zásadní rozdíl (*Kučerová, 2010*).

*Nejistoty spojené s výpočtem parametrů modelu* - Výpočet většiny parametrů závisí na kvalitním popisu fyzicko - geografických podmínek, který vychází z mapových a datových podkladů. Od vytvořeného DMT se odvíjí výpočty dalších charakteristik povodí, jako např. rozvodnice povodí i subpovodí, průběh říční sítě, nejdelší údolnice subpovodí, sklonitostní poměry atd. Na nich závisí např. výpočet doby koncentrace, retenční konstanty, či čísla CN křivky. Hodnoty CN dále závisí na vegetačním krytu získaném na základě map Corine

Landcover 2006 a nejaktuálnějšího ortofota a na půdních poměrech. Všechny mapové podklady jsou ovšem zatíženy určitou nejistotou, která může pramenit i z jejich prostorového měřítka a jejich zastaralosti. Některé parametry byly odhadnuty na základě znalosti povodí (parametry korytového odtoku) a některé byly převzaty z literatury a doporučení manuálů programu. Tyto hodnoty však nemusí být pro konkrétní povodí nejvhodnější.

- **Nejistoty modelu**

Další nejistoty vznikají při používání modelu. Klíčový je výběr co nejvhodnějších modelovacích metod a časového a prostorového měřítka.

*výběr metod modelu* - každý model je zjednodušením reality. Jak moc model vystihuje skutečné procesy odehrávající se v povodí, závisí na volbě jednotlivých modelovacích metod. Při jejich výběru je ovšem nutné zvážit dostupnost a kvalitu dat pro výpočet jejich parametrů a ne vždy tak lze použít nejpropracovanější metodu. V této práci bylo při výběru metod přihlédnuto též ke zkušenostem ostatních autorů s tímto modelem (*Kutláková, Jeníček 2012; Jeníček, 2009a; Taufmannová, Jeníček, 2011*).

Pro simulace zimního období v horském prostředí je klíčový sněhový model, pro který byla zvolena metoda teplotního indexu. Její hlavní výhoda je především v malé náročnosti na data a jejich snadné dostupnosti. Ačkoliv jde o značné zjednodušení přírodních procesů, dosahuje poměrně dobrých výsledků, což dokládá její oblíbenost a široké použití mezi odborníky (*např. Ebnet, et al., 2005; Hock, 2003*). V programu HEC – HMS je metoda rozšířena o další parametry, které umožňují vystihnout některé složky energetické bilance jako tepelný tok z podloží pomocí parametru *Groundmelt* či teplo dodané kapalnými srážkami pomocí parametru *Wet – Meltrate*. Dále umožňuje zohlednění sezónního vývoje DDF pomocí funkcí *ATI – Meltrate* a *ATI – Coldrate*. Všechny tyto parametry však platí pro celé povodí a nelze tedy zohlednit jejich prostorovou variabilitu. Variabilitu výpočtů SVH lze zohlednit pouze na základě nadmořské výšky díky rozdělení jednotlivých subpovodí na výšková pásma a přiřazení teplotního gradientu. Z kapitoly 5.1 však vyplývá, že v tomto povodí není nadmořská výška dominantním faktorem pro vývoj SVH. Proto byly výsledky simulace SVH za jednotlivá povodí zprůměrovány.

Jako problematická se jeví metoda CN křivek pro výpočet odtokové ztráty. Jedná se o jednu z nejpoužívanějších metod v České republice i v zahraničí (*Jeníček, et al. 2012; Šercl, 2005; Lyon, et. al., 2004; Mishra, Singh, 2004, Steenhuis, et al., 1995*). Její výhoda spočívá

v nízké náročnosti na data. Má ovšem i řadu nevýhod, které jsou obecně známé a popisuje je například *Kutláková a Jeníček (2012)* či *Beven (2001)*. Tato metoda se obecně doporučuje pro modelování krátkodobých událostí, cca do 14 dní. Při dlouhodobějších simulacích často vzniká problém při dočasném přerušení deště, na který model nedokáže reagovat. Hodnoty CN jsou po dobu simulace neměnné, zatímco nasycení půdy se ve skutečnosti mění. Další nevýhodou je, že při dlouhotrvajících srážkách se modelovaná infiltrace v modelu blíží nule, namísto konstantní nenulové hodnoty (*Beven, 2001*). Doba simulace se v této práci pohybovala od 1 do 7 měsíců. Tento fakt může zapříčinit nesprávně vyhodnocený průběh simulace. Dle *Unucka a Adamce (2008)* je možné metodu upravit, aby byla vhodná pro dlouhodobé simulace, jsou však zapotřebí další parametry, které nebyly prozatím k dispozici.

- **Zhodnocení výsledků simulací**

Práce byla zaměřena především na kalibraci modelu pro simulaci akumulace a tání sněhové pokrývky. Jako klíčový parametr modelu temperature index se ukázala funkce ATI – Meltrate zohledňující sezónní vývoj DDF. Z výzkumu obou sezón je patrné, že se tato funkce může každý rok výrazně lišit v závislosti na průběhu zimní sezóny a úložným poměrům sněhové pokrývky, a to jak samotné hodnoty DDF, tak i jejich sezónní vývoj. Zatímco v roce 2012 měl DDF jasný sezónní vývoj, v roce 2011 se jako optimální jevil konstantní DDF. Na sezónní vývoj DDF poukazuje např. *Martinec (1977, in Singh a Singh, 2001)*, který ho počítá na základě hustoty sněhu. V publikaci *DeWale, Rango (2008)* jsou uvedeny jednotlivé faktory ovlivňující sezónní vývoj DDF. Variabilitou DDF mezi jednotlivými sezónami ve stejném povodí se zabývají četné studie, jež udávají jako výsledek mnohaletého monitorování sněhové pokrývky rozpětí hodnot DDF namísto jediného čísla (např. *Hock, 2005; DeWalle et al., 2002; Singh a Singh, 2001*).

Pro kalibraci sněhového modelu a nastavení funkce ATI – meltrate jsou nutné terénní údaje o stavu sněhové pokrývky v průběhu zimního období. Klíčové je podchycení maxima sněhové pokrývky a období tání. To se podařilo v roce 2012, kdy bylo možno použít data ze čtyř plnohodnotných sněhoměrných kampaní a pro orientaci data z květnové kampaně, kdy již nebyla na povodí souvislá sněhová pokrývka. Výsledek simulace tak byl porovnáván celkem s pěti hodnotami SVH v průběhu období tání, což zaručuje poměrně velkou spolehlivost kalibrace modelu. V roce 2011 bylo možné srovnání pouze se dvěma hodnotami SVH v pokročilejším stavu období tání. V této části roku došlo k poměrně dobré shodě

simulace, ovšem není zaručena správnost simulace v období maximální akumulace sněhu ani na počátku období tání. Obecně lze však říci, že kalibrace sněhového modelu má velkou spolehlivost.

Problematická se ukázala kalibrace ostatních modelů. Simulace průtoků s neoptimálnější dosaženou sadou parametrů nejsou uspokojivé, což dokazují vypočtené hodnoty objektivních kritérií. Obecně lépe byla modelována zimní sezóna 2011, navzdory jejímu komplikovanějšímu průběhu. Nejlepšího výsledku dosáhla simulace období tání 2011, které bylo nejkratší ze všech simulací zahrnutých v práci. Modelovány byly i další kulminační události v průběhu obou sezón, pro pozorování citlivosti modelu na tyto události. Ani při událostech kratších než 14 dní však nebylo dosaženo dobrých výsledků a simulace proto nebyly do práce dále zařazovány. Tento fakt je v rozporu s výsledky publikací KFGG PŘF UK (*Kutláková, Jeníček, 2012; Jeníček, 2009a*), kteří dosáhli v povodí Bystřice v Krušných horách obecně lepších výsledků u krátkodobých simulací. Jako hlavní důvod větší přesnosti simulací s kratším průběhem udávají použití metody SCS CN pro odtokovou ztrátu, která je vhodná pro krátkodobé simulace.

V tomto případě nelze jednoznačně příčinu neúspěchu simulací identifikovat. Může jít o kombinaci zvolených metod, které nejsou pro tento případ povodí nejvhodnější. Pro jasnou identifikaci by bylo třeba provést citlivostní analýzu jednotlivých metod modelu a vyzkoušet i další metody.

Největší vliv na průběh simulací měly však hodnoty CN křivek, navíc nejlepší shody bylo dosaženo s příliš nízkými hodnotami. V našich podmínkách zřídka dosahují CN křivky hodnot pod 50. Z výzkumu horských karpatských povodí typu Bečva, Ostravice, Olše nabývají horská povodí většinou hodnot CN 60 – 80 (*Unucka, Adamec, 2008*). Hodnoty CN pro experimentální povodí PŘF UK v Krušných horách dosahují také hodnot 50 a více (*Jeníček, 2009a*). Vypočtené hodnoty pro povodí Ptačího potoka se pohybovaly kolem čísla 60. Nejlepší simulace průtoků však proběhla s hodnotami polovičními či dokonce nižšími. Tento výsledek neodpovídá ani nejnovějšímu výzkumu půdní infiltrace.

Je tedy pravděpodobné, že metoda SCS SN je jednou z největších příčin špatné shody simulovaných a pozorovaných dat.

Vzhledem k průběhu simulací, které ve všech případech podhodnocují průtoky na počátku období a nadhodnocují období tání, či jeho vrchol v případě kratších simulací, se nabízí možnost špatného nastavení sněhového modelu. Výsledky naznačují příliš velkou



akumulaci sněhu na počátku období, která by mohla zapříčinit zmenšený odtok vody během akumulační fáze sezóny, a naopak více sněhu by muselo roztát v období tání. Pro posouzení vlivu sněhového modelu na rozložení průtoků během simulací byly testovány jednotlivé jeho parametry, které by mohly akumulaci a tání nejvíce ovlivnit, tedy především hodnoty PX temperature, Base temperature, Wet meltrate a ATI-Meltrate function. Byly zkoušeny extrémně vysoké či nízké hodnoty a ukázalo se, že nastavení sněhového modelu není příčinou špatného rozložení simulovaných průtoků. Můžeme tedy říci, že sněhový model je dobře nastaven, což vyplývá i z velké přesnosti simulací akumulace a tání sněhové pokrývky.

- **Náměty k dalšímu výzkumu.**

V této práci byly modelovány poslední dvě zimní sezóny. Za toto období bylo pracováno se dvěma dlouhodobými simulacemi celé sezóny a dvěma obdobími tání, které dohromady vystihly pouze malé množství typů průběhu zimní sezóny. Pro zjištění optimální sady parametrů modelu a důkladnější analýzu jeho slabých a silných stránek je třeba zkoumat zimní sezóny i v dalších letech a sledovat reakce modelu při různém průběhu sezóny.

Pro možnost dalšího modelování je třeba dále provádět sněhoměrné kampaně a měření průtoků v závěrovém profilu. Právě konsumpční křivka tvoří momentálně jednu z největších nejistot vstupních dat. Je třeba změřit extrémní hodnoty a zjistit tak vztah mezi hladinou a průtokem ve větším rozpětí hodnot.

Dále je třeba vyzkoušet i jiné metody modelů, především modelu odtokové ztráty. Díky průzkumu infiltrace a půdních charakteristik, který vede k získání dat pro výpočet parametrů nutných pro použití složitějších a vhodnějších metod tak bude možné použít např. fyzikálně založenou metodu *Green and Ampt*, která je založena na verzi Darcyho zákona pro proudění v nenasycené zóně (*Feldman, 2000*), nebo metodu *SMA (Soil moisture accounting)*. Použití těchto metod by mohlo vést k výraznému zpřesnění modelování odtoku ze sněhové pokrývky.

Pro naprosté vyloučení nevhodně nastaveného sněhového modelu by bylo dobré provést modelování letních událostí, které nejsou ovlivněny akumulací sněhu. Problém je, že povodí v létě může na srážkové události reagovat zcela jinak než během zimy. Jiné poměry mohou nastat především v nasycenosti půdy a její schopnosti infiltrace, tedy v parametrech, které upravuje opět nejproblematictější model odtokové ztráty.

## 7. ZÁVĚR

Předkládaná práce se zabývala problematikou hydrologického modelování zaměřeného na zimní období, kdy do hydrologického cyklu vstupuje složka srážek v pevném skupenství akumulovaná ve formě sněhové pokrývky. Hlavním nástrojem pro zpracování a analýzu dat byl program ArcGIS 10 firmy ESRI. Modelování probíhalo v programu HEC – HMS vyvinutého americkým Hydrological Engineering Center. Jako modelové území bylo zvoleno 4,5 km<sup>2</sup> velké povodí Ptačího potoka, jež se nachází v centrální části Šumavy v povodí řeky Vydry. Jde o povodí s jednou z největších akumulací sněhové pokrývky v rámci České republiky (dle Atlasu podnebí Česka, *Tolasz, et al., 2007*) a výrazným niválním režimem v zimním a jarním období.

Práce si klade následující cíle:

- Zhodnocení faktorů ovlivňujících srážko – odtokový proces v povodí Ptačího potoka s důrazem na zimní období.
- Odvození parametrů modelu HEC – HMS pro povodí Ptačího potoka na základě terénních měření a analýz v prostředí GIS a následná kalibrace modelu na podkladě proběhlých odtokových událostí.
- Modelování akumulace a tání sněhové pokrývky v hydrologických letech 2011 a 2012 a identifikace silných a slabých stránek použitých modelovacích technik.

V první části práce byla zpracována detailní rešerše tuzemské i zahraniční literatury zabývající se danou problematikou. Zbytek textu tvoří samotná případová studie. Nejprve je představeno modelové povodí a jeho fyzicko - geografická charakteristika. Následuje kapitola zabývající se metodikou práce a použitými daty.

Využity byly časové řady průtoků z ultrazvukového hladinoměru v závěrovém profilu povodí (PřF UK), teploty z meteorologické stanice nacházející se v centrální části povodí (KVHEM FŽP ČZU) a teoretické řady srážek odvozené pro povodí na základě časových řad ze srážkoměrů Horská Kvilda, Filipova Huť a Prášily (ČHMÚ). Data o vodní hodnotě sněhu byla získána terénním měřením a v programu ArcGIS plošně interpolována metodou *Radial Basis Function*.

Hydromorfologické vlastnosti povodí byly analyzovány v programu ArcGIS s využitím extenze ArcHydro Tools. Pomocí těchto nástrojů byl vytvořen hydrologicky korektní DMT,

rozvodnice, dílčí povodí a říční síť, jejichž následnou analýzou byly odvozeny některé parametry modelu.

V další kapitole byly vybrány a detailně popsány metody modelu HEC – HMS použité při simulacích: Přímý odtok byl modelován metodou Clark unit hydrograph. Parametry doba koncentrace a retenční konstanta byly vypočteny na základě analýzy DMT v programu ArcGIS. Objem odtoku byl modelován metodou SCS Curve Number. Hodnoty CN byly odvozeny v programu ArcGIS na podkladě map krajinného pokryvu, sklonitostních poměrů povodí a hydrologické skupiny půdy. Následně byla vypočítána hodnota počáteční ztráty. Parametry metody Recession pro modelování základního odtoku byly získány analýzou časových řad průtoků. Pro modelování korytového odtoku byla vybrána metoda Muskingum – Cunge. Parametry byly odvozeny na základě znalosti povodí.

V modelu HEC – HMS byla vytvořena stromová struktura povodí Ptačího potoka, které bylo rozděleno na 6 dílčích povodí. Následně byly vloženy parametry pro výše popsané modely, vytvořen srážkový model Specified Hyetograph, do kterého byly přímo vloženy získané srážkové řady a sněhový model Temperature index. Parametry sněhového modelu byly voleny na základě studia literatury, doporučení manuálu programu a na podkladě dat měřených v terénu. Každé subpovodí bylo pro účel modelování SVH rozděleno na 3 výšková pásma. Dále byly do modelu vloženy časové řady průtoků a teplot vzduchu.

V kapitole Výsledky byly nejprve analyzovány a zhodnoceny faktory ovlivňující akumulaci a tání sněhové pokrývky. Bylo zjištěno, že nejvýznamnější ovlivňující faktor je vegetace. Ostatní faktory jako nadmořská výška, orientace a expozice vůči převládajícímu větrnému proudění působí v kombinaci a nelze jasně určit dominantní faktor. K těmto výsledkům bylo přihlíženo při výběru hodnot SVH měřených v terénu i při výběru vhodné interpolační metody. Následuje kapitola s uvedenými parametry všech použitých modelovacích metod.

Další část je věnována samotnému modelování. Jako první byla zpracována zimní sezóna 2012, jelikož máme k dispozici více dat ze sněhoměrných kampaní a můžeme tak model snáze a přesněji kalibrovat. Nejprve byl s poměrně velkou přesností nakalibrován sněhový model. Odvození funkce *ATI - Meltrate* ukazuje na sezónní vývoj DDF s hodnotami lehce nad  $1 \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C} \cdot \text{d}^{-1}$  na počátku sezóny a necelé  $3^\circ \text{ mm} \cdot ^\circ\text{C} \cdot \text{d}^{-1}$  na jejím konci. Následně byly kalibrovány i ostatní modely. Hodnoty některých optimalizovaných parametrů se lišily i více než 10x. Tato část kalibrace se ukázala být velice problematická. Simulace s neoptimálnější

zjištěnou sadou parametrů vykazuje velice nízkou shodu s pozorovanými daty a to jak při celosezónním běhu, tak i při modelování období tání. Model v obou případech podhodnocuje průtoky na počátku simulace a naopak silně nadhodnocuje během období tání. Nejlepší shodu vykazuje objektivní kritérium objemu vlny, které vychází na -16 % pro celou sezónu a -6% pro období tání. Simulovaný kulminační průtok je větší o 77 % pro celou sezónu a 46 % pro období tání a kritérium Nash-Sutcliffe vychází v obou případech záporné.

Simulace sezóny 2011 vychází více méně ze sady parametrů pro rok 2012. Nově odvozena byla pouze funkce ATI – Meltrate, která měla konstantní charakter se stálou hodnotou DDF 2,5 mm. °C.d<sup>-1</sup>. Nebyl zde tedy dokázán sezónní vývoj DDF. Ačkoliv měla tato zima komplikovanější průběh s výraznějšími oblevy a celkově menší akumulací sněhu, výsledky simulace jsou podstatně lepší. Stále mají však velké rezervy. Simulované hodnoty jsou stejně jako v roce 2012 podhodnoceny během zimy a naopak nadhodnoceny během období tání. Model ovšem ukázal větší citlivost na dílčí kulminační vlny před obdobím tání. Rozdíl kulminačního průtoky pro simulaci celé sezóny byl největší ze všech simulací, 129 %. Celkový objem se lišil pouze o -3% a kritérium Nash-Sutcliffe vyšlo 0,36. Nejlepší shodu ukázala simulace období tání. Kulminační průtok se lišil o 26 %, objem vlny byl o 7 % menší a kritérium Nash-Sutcliffe je 0,42.

## **8. SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY A DALŠÍCH ZDROJŮ**

### **8.1 Použitá literatura**

- [1] ASSAF, H. (2007): Development of an Energy – budget Snowmelt Upsating Model for Incorporating Feedback from Snow Course Survey Measurements. *Journal of Engineering, Computing and Architecture*. Vol. 1. no. 1. 25 s.
- [2] BAGCHI, A. K. (1983): Areal value of degree-day dactor. *Hydrological Sciences*. Vol. 28. no. 2. s. 499 – 511.
- [3] BÁRDOSSI, A. (2007): Calibration of hydrological model parameters for ungauged catchments. *Hydrology and Earth Science*. Vol. 11. s. 703 – 710.
- [4] BECKER, A., SERBAN, P. (1990): *Hydrological models for water – resources system design and operation*. WMO, Operational Hydrology Report No 34.
- [5] BEITLEROVÁ, H. (2010): *Ledovcový hydrologický režim, případová studie jezera Adygine (Ťan Šan, Kyrgyzstán)*. Bakalářská práce. PŘF UK. Praha. 74 s.
- [6] BEVEN, K., J. (2001): *Rainfall-runoff Modelling, The Primer*. John Wiley & Sons Ltd. Chichester, 360 s.
- [7] BEVEN. K. J. (1984): Infiltration into a class of vertically non-uniform soils. *Hydrological Science Journal*. Vol. 29. s. 425 – 434.
- [8] BRUNNER, G. W. (2010): *HEC-RAS River Analyst System, Hydraulic Reference Manual, Version 4.1*. USACE.
- [9] CUNDERLIK, J., SIMONOVIC, S. P. (2004): *Calibration, Verification and Sensitivity of the HEC-HMS Hydrologic Model*. CFCAS Project: Assessment of Water Resources Risk and Vulnerability to Changing Climatic Conditions. University of Western Ontario. 114 s.
- [10] ČURDA, J. (2007): *Hydrografie a odtokový režim v povodí Modravského potoka*. Bakalářská práce. PŘF UK. Praha. 48 s.
- [11] ČURDA, J. (2009): Odtokový režim v pramenné oblasti Vydry se zaměřením na hodnocení povodňových epizod. Diplomová práce. PŘF UK, KFGG, Praha, 149 s.
- [12] DANĚK, J. (2004): *Změna č. 1 územního plánu sídelního útvaru Modrava*. Projektový ateliér AD s.r.o.
- [13] DE QUERVAIN, M. R. (1972): Snow structure, heat and mass flux through snow. In: *Proc. The Role of Snow and Ice in Hydrology, Banff Symposia*. s. 203 – 226.

- [14] DeWALLE, D. R., RANGO, A. (2008): *Principles of snow hydrology*. New York (USA): Cambridge University Press. 1. vyd. 403 s.
- [15] DeWALLE, D. R., HENDERSON, Z., RANGO, A. (2002): Spatial and temporal variations in snowmelt degree-day factors computed from SNOTEL data in the Upper Rio Grande basin. *Proceedings of the 70th annual Western Snow Conference*. Soil Vista, CO. USA. s. 73 – 81.
- [16] DOVRÁK, J. (2005): Odhalené tajemství Mapy republiky. *Časopis Krkonoše – Jizerské hory*. Září 2005.
- [17] EBNET, A. F., FOUNTAIN, A. G., NYLEN, T. H., MCKNIGHT, D. M., JAROS, Ch. L. (2005): A temperature – index model of stream flow at below – freezing temperatures in Taylor Valley, Antarctica. *Annals of Glaciology*. Vol. 40. no. 1. s. 76 – 82.
- [18] ESRI (2009): ArcGIS Desktop 9.3. Help. [online]. [cit: 15.8.2012].  
<<http://webhelp.esri.com/arcgisdesktop/9.3/index.cfm?TopicName=welcome>>
- [19] FELDMAN, A. D. (2000): *Hydrologic Modeling System HEC-HMS, Technical Reference Manual*. Davis (USA): USACE. 2000. 155 s.
- [20] FLIEGL, O. (2009): *Vliv fyzicko-geografických faktorů na vývoj sněhové pokrývky: Případová studie povodí horní Otavy*. Bakalářská práce. PŘF UK. 80 s.
- [21] FORD, D., PINGEL, N., DeVRIES, J. J. (2008): *Hydrologic Modeling System HEC-HMS, Applications Guide*. Davis (USA): USACE. 2008. 118 s.
- [22] GOLDING, D. L., SWANSON, R. H. (1986): Snow distribution patterns in clearings and adjacent forest. *Water resources Res.* Vol. 22 no.13. s. 1931-1940.
- [23] GUPTA, V. K., SOROOSHIAN, S. (1985): The relationship between data and the precision of parameter estimates of hydrologic models. *Journal of Hydrology*. Vol. 81. s. 57 – 77.
- [24] HARDING, R. J., POMEROY, J. W. (1996): The Energy Balance of the Winter Boreal Landscape. *Journal of Climate*. Vol. 9. s. 2778 – 2787.
- [25] HIEMSTRA, CH. A., LISTON, G. E., REINERS, W. A. (2002): Snow redistribution by wind and interactions with vegetation at upper treeline in the Medicine Bow Mountains, Wyoming, USA. *Arctic, Antarctic and Alpine research*. Vol. 34. no. 3. s. 261 - 273
- [26] HOCK, R. (2005): Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Progress in Physical Geography*. Vol. 29. no. 3. s. 362-391.

- [27] HOCK, R. (2003): Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology*. Vol. 282. s. 104-115.
- [28] HOLKO, L., ŠKVARENINA, J., KOSTKA, Z., FROČ, M., STAROŇ, J. (2009): Impact of spruce forest on rainfall interception and seasonal snow cover evolution in the Western Tatra Mountains, Slovakia. *Biologia*. Vol. 64. no. 3. s. 594 – 599.
- [29] HRÍBIK, M., MAJLINGOVÁ, A., ŠKVARENINA, J. (2008): Zimné zásoby snehu v malom horskom povodí Studeného potoka v orografickom celku Západné Tatry. In: Rožnovský, J., Litschman, T. (ed.): *Bioklimatologické aspekty hodnocení procesů v krajině*. Mikulov 9. – 11.9.2008.
- [30] CHÁBERA, S. a kol. (1987): *Příroda na Šumavě*. Jihočeské nakladatelství. České Budějovice. 182 s.
- [31] CHOW, V. T. (1959): *Open-Channel Hydraulics*. Tokyo (Jap.): McGraw-Hill Kogakusha, LTD. s. 680
- [32] JENÍČEK, M., BEITLEROVÁ, H., HASA, M., KUČEROVÁ, D., PEVNÁ, H., PODZIMEK, S. (2012): Modeling snow accumulation and snowmelt runoff – a review of present approaches and results. *AUC Geographica*. Vol. 47. no. 2. In print
- [33] JENÍČEK, M., NONDEK, L., NESMĚRÁK, I., KOBLÍŽKOVÁ, E. (2011): Aplikace matematických modelů v oblasti ochrany vody a vodního hospodářství. In: BÍZEK, V., et al. *Aplikace modelů v oblasti životního prostředí*. CENIA. Praha. 176 s.
- [34] JENÍČEK, M. (2009a): *Modelování průběhu extrémních povodní v kontextu krajinných změn a integrované protipovodňové ochrany*. Disertační práce. PŘF UK, KSGG. Praha. 141 s.
- [35] JENÍČEK, M. (2009b): Runoff changes in areas differing in land-use in the Blanice river basin- application of deterministic model. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. Vol. 57. no. 3. s. 105 – 114.
- [36] JENÍČEK, M. (2007): Rainfall-runoff Modelling in Small and Middle-large Catchments – an Overview. *Geografie – Sborník ČGS*. Vol. 111. no. 3. s. 305 – 313.
- [37] JENÍK, J. (1959): Větrné poměry v Krkonoších. *Acta musei Reginae-hradeconsis, sér. A – přírodní vědy*. Vol. 2. s. 73 – 103.
- [38] JONES, H. G., POMEROY, J. W., WALKER, D. A., HOHAM, R. W. (2001): *Snow Ecology, Interdisciplinary Examination of Snow-Cover Ecosystems*. New York (USA): Cambridge University Press. 1. vyd. 378 s.

- [39] JONSELL, U., HOCK, R., HOLMGREN, B. (2003): Spatial and temporal variations in albedo on Storglaciären, Sweden. *Journal of Glaciology*. Vol. 49. no. 164. s. 59-68.
- [40] KOČÁREK, E (2005): Geomorfologie Šumavy. In BENEŠOVÁ, D., *Šumava - příroda, historie, život*. Baset. Praha. 799 s.
- [41] KUČEROVÁ, D. (2010): *Vliv prostorového rozložení sněhu na průběh povodní*. Diplomová práce. PŘF UK, KSGG. 106 s.
- [42] KUTLÁKOVÁ, L., JENÍČEK, M. (2012): Modelování akumulace a tání sněhu v povodí Bystřice v Krušných horách. *Geografie*. Vol. 117. no. 1. s. 110 – 125.
- [43] KUUSISTO, E. (1980): On the values and variability of degree-day melting factor in Finland. *Nordic Hydrology*. Vol. 11. s. 235 – 242.
- [44] LOAGUE, K. M., KYRIAKIDIS, P. C. (1997): Spatial and temporal variability in the R – 5 infiltration dataset: déja vu and rainfall – runoff simulations. *Water resources Research*. Vol. 33. s. 2883 – 2896.
- [45] LYON, S. W., WALTER, M. T., GÉRARD-MARCHANT, P., STEENHIUS, T. S. (2004): Using a topographic index to distribute variable source area runoff predicted with the SCS curve-number equatiopn. *Hydrological processes*. Vol. 18. no. 15. s. 2757 – 2771.
- [46] MARGOLD, M., TREML, V., PETR, L., NYPLOVÁ, P. (2011): Snowpatch hollows and pronival ramparts in the Krkonoše mountains, Czech Republic: distribution, morphology and chronology of formation. *Geografiska annaler, series A, Physical geography*. Vol. 93. no. 2. s. 137 – 150.
- [47] MARTINEC, J. (1977): *Snowmelt hydrography from spatially varied imput*. In Proc. Third International Hydrology Symposium. Fort Collins. s. 110 – 111.
- [48] MARTINEC, J. (1970): *Study of snowmelt runoff process in two representative watersheds with different elevatin range*. International Symposium on the Resutls of Research on Representative Experimental Basins in Wellington, New Zeland.
- [49] MISHRA, S. K., SINGH, V. P. (2004): Validity and extension of the SCS-CN method for computing infiltration and rainfall-excess rates. *Hydrological processes*. Vol. 18. no. 17. s. 3323 – 3345.
- [50] MOLOTCH, N. P., BLANKEN, P.D., WILLIAMS, M. W., TURNIPSEED, A. A., MONSON, R. K., MARGULIS, S. A. (2007): Estimating sublimation of intercepted and sub – canopy snow using Eddy covariance systems. *Hydrological Processes*. Vol. 21. s. 1567 – 1575.



- [51] MÜLLER, H. (1985): Review paper on the radiation budget in the Alps. *Journal of Climatology*. Vol. 5. no. 4. s. 445 – 462.
- [52] NAVE, C. R. (2005) [online]: *Hyper Physics*. Georgia State University. 2005. [cit.: 13.5.2012]. <<http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/thermo/phasehtml#c3>>
- [53] NETOPIIL, R., et al. (1984): *Fyzická geografie I*. SPN, Praha, 272 s.
- [54] NĚMEC, J., HLADNÝ, J. (ed.) (2006): *Voda v České republice*. Consult Praha. 255 s.
- [55] NOAA FAA. (1975): *Aviation Weather for Pilots and Flight Operations Personnel*. Washington D.C. (USA).
- [56] NOAA NWS (2011) [online]: *Unit Hydrograph (UHG) Technical Manual*. [cit.: 1.4.2012]. <[http://www.nohrsc.noaa.gov/technology/gis/uhg\\_manual.html](http://www.nohrsc.noaa.gov/technology/gis/uhg_manual.html)>
- [57] NRSC [online]: Snow surveys and water supply forecasting: Snow surveys – SNOTEL. [cit. 15.6.2012]. <[http://www.wcc.nrcs.usda.gov/factpub/sect\\_4b.html](http://www.wcc.nrcs.usda.gov/factpub/sect_4b.html)>
- [58] PATERSON, W. S. B. (1994): *The Physics of Glaciers*. Oxford: Elsevir Science Ltd. 3.Vyd. 469 s. ISBN 0 7506 4742 6.
- [59] PERROT, P. (1998): *A to Z of Thermodynamics*. Oxford (New York): Oxford University Press. ISBN 0 19 856556 9.
- [60] PODZIMEK, S. (2009): *Monitoring sněhové pokrývky v povodí Zlatého potoka*. Bakalářská práce. PŘF UK. 49 s.
- [61] POMEROY, J. W., GOODISON, B. E. (1997): Winter and snow. In: BAILEY, W. G., OKE, T. R., ROUSE, W. R. (Eds.) *The Surface Climates of Canada*. Montreal (USA): McGill-Queen's University Press. s. 68-100.
- [62] POSPÍŠIL, J. (2009): *Formování odtoku ze sněhové pokrývky v pramenné oblasti Otavy*. Diplomová práce. PŘF UK, KFGG. Praha. 119 s.
- [63] RAMÍREZ, J. A. (2000): Prediction and Modeling of Flood Hydrology and Hydraulics. In: WOHL, E. (Ed.) *Inland Floods Hazards: Human, Riparian and Aquatic Communities*. Cambridge university. 53 s.
- [64] RITTER, M.E. (2006) [online]: *The Physical Environment: An Introduction to Physical Geography*. Last revision 10.1.2009. [cit.: 28.3.2010]. <[http://www.uwsp.edu/geo/faculty/ritter/geog101/textbook/title\\_page.html](http://www.uwsp.edu/geo/faculty/ritter/geog101/textbook/title_page.html)>
- [65] SCHAFFENBERG, W. A., FLEMING, M. J. (2010): *Hydrologic Modelling System HEC-HMS, User's Manual*. Davis (USA): USACE. s. 298.

- [66] SCHMIDT, R. A., TROENDLE, C. A. (1992): *Sublimation of intercepted snow as a global source of water vapour*. Proc. Western Snow Conf. Vol 60. s. 1-9.
- [67] SINGH, P., SINGH, V. P. (2001): *Snow and Glacier Hydrology*. Dordrecht (The Netherlands): Kluwer Academic Publishers. 742 s. Water Science and Technology Library.
- [68] STAINZEL, P., HABERL, U., NACHTNEBEL, H. P. (2008): *Modelling snow accumulation and snow melt in a continuous hydrological model for real-time flood forecasting*. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science 4.
- [69] STEENHUIS, T. S., WINCHELL, M., ROSSING, R., ZOLLWEG, J. A., WALTER, M. F. (1995): SCS runoff equation revised for variable-source runoff area. *Journal of irrigation and drainage engineering*. May/June 1995.
- [70] STENBORG, T., (1970): Delay of Run-Off from a Glacier Basin. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*. Vol. 52. no. 1. s. 1-30.
- [71] STRAUB, T. D., MELCHING, CH. S., KOCHER, K. E. (2000): *Equations for Estimating Clark Unit Hydrograph Parameters for Small Rural Watersheds in Illinois*. USGS. Urbana (Illinois). 30s.
- [72] ŠEFRNA, L. (2004): Pedologická charakteristika povodí Otavy ve vztahu k povodním. In *Hodnocení vlivu změn přírodního prostředí na vznik a vývoj povodní*. Sborník příspěvků semináře grantu GAČR 205/Z052/03.
- [73] ŠERCL, P. (2005): Metoda CN-křivek. In: MŽP ČR: *Vývoj metod predikce stavů sucha a povodňových situací na základě infiltračních a retenčních vlastností půdního pokryvu ČR*. Program věda a výzkum. Zpráva za rok 2005.
- [74] ŠERCL, P. (2009): Vliv fyzicko-geografických faktorů na charakteristiky teoretických návrhových povodňových vln. *Sborník prací Českého hydrometeorologického ústavu*. ČHMÚ. Praha. 88 s.
- [75] ŠRŮTEK, M. (1990): Aplikace teorie anemo – orografických systémů v přírodovědeckém výzkumu. *Opera Corcontica*. Vol. 27. no. 2.
- [76] TAUFMANNOVÁ, A., JENÍČEK, M. (2011): Impact of polder system on flooding in the Rolava River basin. *Geografie*. Vol. 116. no. 2. s. 130-143.
- [77] TOEWS, D. A., GLUNS, D. R. (1986): *Snow accumulation and ablation on adjacent forested and clearcut sites in southeastern British Columbia*. Proc. Western Snow Conf. Vol. 54. s. 101-111.

- [78] TOLASZ, R. et al. (2007): *Atlas podnebí Česka*. ČHMÚ a UP Olomouc. Praha. 256 s.
- [79] TROENDLE, C. A., LEAF, C. (1981): Effects of timber harvest in the snow zone on volume and timing of water yield. In: BAUMGARTNER, D. M. (Ed). *Interior West Watershed Management Symposium*. Washington State University. Pullman. 1981. s. 231-243.
- [80] U. S. Army Corps of Engeneering (USACE) (1956): *Snow hydrology*. North Pacific Division, Portland, OR.
- [81] UNUCKA, J., ADAMEC, M. (2008): Modelování vlivu krajinného pokryvu na srážkoodtokové vztahy v povodí Olše. *Journal of hydrology and hydromechanics*. Vol. 56. no. 4. s. 257 – 271.
- [82] VEHVILÄINEN, B. (1989): Operational snow accumulation and snowmelt modeling. *New directions for surface water modeling*. Proceedings of the Daltimore Symposium, may 1989.
- [83] VESELÝ, J. [online]: *Krkonoše, multimediální encyklopedie*. [cit: 13.6.2012]. <<http://vejacv.albums.cz/abecedni-rejstrik/145-krkonose-abecedni-re.html>>
- [84] WARREN, S. G. (1982): Optical Properties of Snow. *Reviews of geophysics and space physics*. Vol. 20. no. 1. s. 67 – 89.
- [85] WENDLER, G., KELLEY, J. (1988): On the albedo of snow in Antarctica: A contribution to I.A.G.O. *Journal of Glaciology*. Vol. 11. s. 19-25.
- [86] WINSTRAL, A., MARKS, D. (2002): *Simulating wind fields and snow redistribution using terrain-based parametres to model snow accumulation and melt over a semi-arid mountain catchment*. 59th Eastern snoe conference. Stowe, Vermont. USA.
- [87] YAPO, P. O., GUPTA, H. V., SOROOSHIAN, S. (1996): Automatic calibration of conceptual rainfall – runoff models: sensitivity to calibration data. *Journal of Hydrology*. Vol. 181. s. 23 -48

## 8.2 Datové a mapové zdroje

- Srážková data ze stanic Horská Kvilda, Filipova Huť a Prášily pro hydrologické roky 2011 a 2012, ČHMÚ
- Srážková data ze stanice Ptačí potok pro měsíce duben a květen 2012, KFGG PŘF UK
- Teplotní data ze stanice Mokřůvka pro zimní sezónu 2011 a 2012, KVHEM FŽP ČZU
- Data o výšce hladiny z ultrazvukového čidla Ptačí potok, KFGG PŘF UK

- Digitální model terénu DMÚ 25, Vojenský geografický a hydrometeorologický úřad (VGHMÚř), Geografická služba Armády České republiky
- Mapové služby portálu veřejné správy ČR, <http://geoportal.cenia.cz>
- Digitální báze vodohospodářských dat DIBAVOD, VÚV T. G. M.
- Data vegetačního pokryvu CORINE Land Cover 2006, MŽP ČR
- Mapový server [www.mapy.cz](http://www.mapy.cz)

### **8.3 Použitý software**

- HEC – HMS 3.5, 3.5. US Army Corps of Engineers (USACE) Hydrologic Engineering Center (HEC)
- HEC – DSSVue 2.0.1, US Army Corps of Engineers (USACE) Hydrologic Engineering Center (HEC)
- ArcGIS 10, ESRI
- MS Office Excel 2007, Microsoft
- NCSS 8.0.11. – statistický program

## 9. SEZNAM OBRÁZKŮ A TABULEK

### 9.1 Obrázky

Obr. 1: Působení anemo – orografických systémů na redistribuci sněhu (Veselý, 2012) .....	8
Obr. 2: Změna hloubky sněhu a SVH se vzdáleností kmenů. Prince Albert NP, Saskatchewan (Pomeroy, Goodison, 1997, upraveno). .....	9
Obr. 3: Turbulentní proudění vzduchu a teplotní zvrstvení ve spodní vrstvě atmosféry (Beitlerová, 2010). .....	16
Obr. 4: Schéma přenosu latentního tepla (NOAA FAA, 1975, upraveno). .....	17
Obr. 5: Vývoj hodnot DDF během zimní sezóny 1958 na Kvildě, Šumava (Martinec, 1960 in Bagchi, 1983, upraveno). .....	22
Obr. 6: Sněhoměrný polštář SNOTEL (NRCS, 2012, upraveno). .....	23
Obr. 7: Obecná struktura hydrologického modelu (Jeníček, 2006). .....	25
Obr. 8: Srážko-odtokové procesy zahrnuté v modelu HEC-HMS (Cunderlik, Simonovic, 2004, upraveno) .....	31
Obr. 9: Schéma procesu kalibrace (Feldman, 2000, upraveno). .....	33
Obr. 10: Povodí Ptačího potoka (Mapy.cz) .....	35
Obr. 11: Výškové a sklonitostní poměry povodí Ptačího potoka (Pospíšil, 2009). .....	37
Obr. 12: <i>Vegetační kryt Ptačího koryta dle Corine Landcover 2006, foto z vrcholové partie povodí.</i> .....	39
Obr. 13: Průměrná měsíční teplota vzduchu na stanici Churáňov za období 1961 – 1990 (modrá) a na Ptačím potoce v roce 2011 (červená) a 2012 (zelená) (data ČHMÚ, KSGG PŘF UK, KVHEM FŽP ČZU) .....	40
Obr. 14: Průměrné měsíční úhrny srážek za období 1961 – 1990 (Kubíček 2006 in Pospíšil, 2009, upraveno). .....	41
Obr. 15: Měsíční úhrny srážek za rok 2011. (ČHMÚ, 2012) .....	42
Obr. 16: Průměrné denní průtoky v období 1930 – 2006 (Vydra – Modrava) (data ČHMÚ, zpracoval Čurda, 2007). .....	43
Obr. 17: Rozmístění měřících bodů .....	45
Obr. 18: Souprava na měření sněhu (Pospíšil, 2009). .....	46
Obr. 19: Digitální model terénu .....	49
Obr. 20 Ukázka postupu tvorby hydrologicky korektních hydrografických prvků .....	51

Obr. 21: Hodnoty CN křivek pro povodí Ptačího potoka.....	55
Obr. 22: Teorie Clarkova jednotkového hydrogramu ( NOAA NWS, 2011).....	57
Obr. 23: Metoda exponenciálního poklesu (Feldman, 2000) .....	59
Obr. 24: Uživatelské prostředí programu HEC – HMS.....	64
Obr. 25: Závislost SVH na nadmořské výšce. ....	67
Obr. 26: Srovnání akumulace sněhu v lese (LES) a na otevřené ploše (OP) .....	67
Obr. 27: Vývoj SVH v zimní sezóně 2011 .....	69
Obr. 28: Vývoj SVH v zimní sezóně 2012 .....	69
Obr. 29: Vývoj vodní hodnoty sněhu v období tání 2011.....	70
Obr. 30: Vývoj vodní hodnoty sněhu v období tání 2012.....	70
Obr. 31: Funkce ATI – meltrate, znázorňující vývoj DDF v závislosti na vývoji teplot vzduchu v předchozích dnech v zimní sezóně 2012 (vlevo) a 2011 (vpravo).....	74
Obr. 32: Vývoj průtoků, srážek (horní graf), výšky sněhu a teploty vzduchu (spodní graf) během zimní sezóny 2012. Světle žlutá barva znázorňuje dílčí epizody zvýšených průtoků během celé sezóny, tmavě žlutá barva znázorňuje průběh období tání. ....	77
Obr. 33: Simulované a měřené hodnoty SVH během zimní sezóny 2012.....	78
Obr. 34: Vývoj výšky sněhové pokrývky a SVH v zimní sezóně 2012. Červeně vyznačeny příklady metamorfózy a zrání sněhové pokrývky. ....	79
Obr. 35: Simulované a pozorované průtoky v zimní sezóně 2012.....	80
Obr. 36: Simulované a pozorované průtoky během období tání 2012.....	81
Obr. 37: Vývoj průtoků, srážek (horní graf), výšky sněhu a teploty vzduchu (spodní graf) během zimní sezóny 2011. Světle žlutá barva znázorňuje dílčí epizody zvýšených průtoků během celé sezóny, tmavě žlutá barva znázorňuje průběh období jarního tání. ....	82
Obr. 38: Simulované a měřené hodnoty SVH během zimní sezóny 2011.....	83
Obr. 39: Simulované a pozorované průtoky během zimní sezóny 2011.....	84
Obr. 40: Simulace průtoků období tání 2011.....	85

## 9.2 Tabulky

Tab. 1: Typy metamorfózy sněhu (DeWalle, Rango, 2008) .....	10
Tab. 2: Průměrné albedo dle typu sněhu a ledu (Müller, 1985).....	14
Tab. 3: Faktory ovlivňující velikost DDF (DeWalle, Rango, 2008) .....	21
Tab. 4: Přehled modelů zahrnutých v programu HEC-HMS (Ford, et al., 2008). ....	30

Tab. 5: Přehled modelů zahrnutých v programu HEC-HMS (Ford, et al., 2008). .....	30
Tab. 6: Teplotní charakteristiky povodí Ptačího potoka podle Atlasu Podnebí (Tolasz, 2007). .....	40
Tab. 7: Průměrné roční srážkové charakteristiky (Tolasz, 2007). .....	42
Tab. 8: Základní charakteristiky povodí Ptačího potoka.....	43
Tab. 9: Použité časové řady .....	52
Tab. 10: Hydrologické skupiny půd dle sklonitosti území (Šercl 2005) .....	55
Tab. 11: Ukázka převodní tabulky CN křivek dle Hydrologické skupiny půdy a vegetačního pokryvu. Červeně jsou vyznačeny kategorie vegetačního krytu nalézající se na území Ptačího potoka. (Šercl 2005).....	55
Tab. 12: Vstupní parametry modelu teplotního indexu v HEC-HMS pro celé povodí, subpovodí a výšková pásma (Schaffenberg, Fleming, 2010, upraveno dle Jeníčka, 2009a) ....	62
Tab. 13: Vývoj hodnot DDF v období tání 2011 a 2012. ....	71
Tab. 14: Parametry modelu objemu odtoku .....	71
Tab. 15: Parametry přímého odtoku .....	72
Tab. 16: Parametry základního odtoku .....	72
Tab. 17: Parametry korytového odtoku .....	72
Tab. 18: Parametry sněhového modelu .....	73
Tab. 19: Hodnoty DDF a ATI za období mezi jednotlivými sněhoměrnými kampaněmi v zimní sezóně 2012. Z tabulky je patrný sezónní vývoj obou parametrů. ....	74
Tab. 20: Kalibrované parametry a jejich opravné koeficienty. * u parametru PX temperature je psaná přímo změna hodnoty parametru. ....	76
Tab. 21: Srovnání simulovaných a pozorovaných hodnot SVH během zimní sezóny 2012 .....	78
Tab. 22: Hodnocení úspěšnosti simulace pomocí vybraných objektivních kritérií. ....	81
Tab. 23: Srovnání simulovaných a pozorovaných hodnot SVH během zimní sezóny 2011. ....	83
Tab. 24: Hodnocení úspěšnosti simulace pomocí vybraných objektivních kritérií.....	85